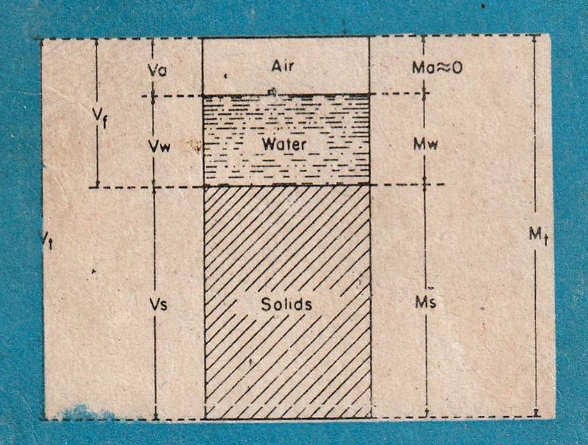


وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

جامعة الموصل

فيزياء التربة



$\theta_m = \frac{M_w}{M_s}$

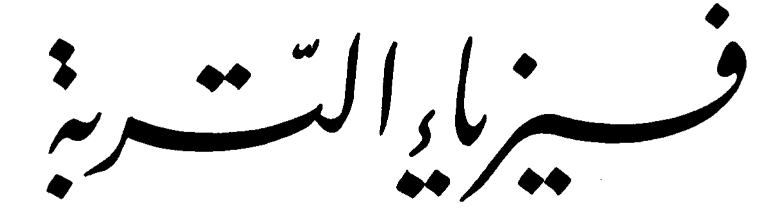
تأليف

الدكتور هشام محمود

١٩٩٠

فيزياء التربة

وزارة التعليم العالي والبحث العلمي
جامعة الموصل



تأليف

الدكتور هشام محمود حسن

استاذ مساعد

كلية الزراعة والغابات / قسم علوم التربة

حقوق الطبع ح محفوظة (١٤١٠ هـ ـ ١٩٩٠ م)
لمديرية دار الكتب للطباعة والنشر
جامعة الموصل

لا يجوز تصوير أو نقل أو أعادة مادة الكتاب
وبأي شكل من الاشكال الا بعد موافقة الناشر

نشر وطبع وتوزيع
مديرية دار الكتب للطباعة والنشر
شارع ابن الاثير ـ الموصل
الجمهورية العراقية
هاتف ٧٦٣٢٣١
٧٦٣٢٣٥
تلكس ٨٠٩٢

المقدمة

يعد علم فيزياء التربة من العلوم الحديثة التي حظيت باهتمام العاملين في مجال التربة خلال النصف الثاني من هذا القرن. ونظرا لافتقار المكتبة العربية الى كتاب منهجي لمبادئ فيزياء التربة وتماشيا مع خط الثورة في تعريب الكتب المنهجية في الجامعات العراقية اضع كتابي هذا بين يدي القارئ الكريم لسد النقص الحاصل الذي طالما عانى منه طلبتنا الاعزاء ليكون كتابا منهجياً لطلبة المرحلة الثالثة في اقسام علوم التربة في كليات الزراعة ولقسمي المدني والري والبزل في كليات الهندسة للافادة منه ضمن منهاج فيزياء التربة.

يتطرق الكتاب في الفصل الأول الى الأسس العاملة للخصائص الفيزيائية للتربة. اما الفصل الثاني والثالث والرابع فيشتمل على توزيع دقائق التربة فضلا عن الصفات الديناميكية لهذه الدقائق والعوامل المؤثرة فيها. ويحوي الفصل الخامس والسادس والسابع والثامن حالات الرطوبة وحركة الماء في التربة. أما الحالة الغازية وعملية تبادل الغازات بين التربة والهواء الخارجي فكانت ضمن الفصل التاسع، كما يتطرق الكتاب أيضا الى حرارة التربة والتغيرات التي تحدث فيها وعملية توازن الماء والطاقة في الحقل.

وبهذه المناسبة أود تقديم شكري العميق الى الدكتور محسن محارب عواد (المقوم العلمي) والدكتور عبد الوهاب محمد علي العدواني (المقوم اللغوي) التدريسيين في جامعة الموصل على ملاحظاتها القيمة واقتراحاتها البناءة. كما اتقدم بجزيل الشكر والأمتنان لجميع افراد عائلتي لصبرهم الجميل طيلة فترة اعداد الكتاب. كما اعرب عن شكري وامتناني لجامعة الموصل وكافة الأخوة العاملين في مديرية مطبعة الجامعة لما بذلوه من جهود مشكورة في انجاز طباعة الكتاب.

املاً ان أكون قد وفقت في خدمة الطالب والقارئ في تعريفه بأصول علم فيزياء التربة خدمة لمسيرتنا العلمية وامتنا العربية:

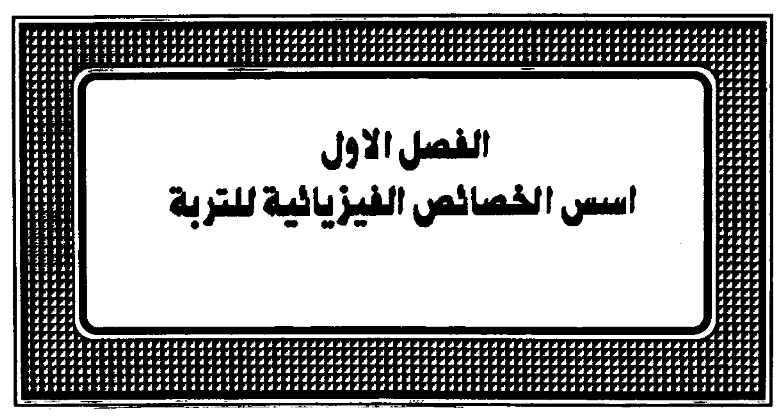
والله الموفق

المؤلف ١٩٩٠

فيزياء التربة
المحتويات

بسم الله الرحمن الرحيم

أَوَلَمْ يَرَ الَّذِينَ كَفَرُوا أَنَّ السَّمَاوَاتِ وَالْأَرْضَ كَانَتَا رَتْقًا فَفَتَقْنَاهُمَا وَجَعَلْنَا مِنَ الْمَاءِ كُلَّ شَيْءٍ حَيٍّ أَفَلَا يُؤْمِنُونَ ۝ وَجَعَلْنَا فِي الْأَرْضِ رَوَاسِيَ أَنْ تَمِيدَ بِهِمْ وَجَعَلْنَا فِيهَا فِجَاجًا سُبُلًا لَعَلَّهُمْ يَهْتَدُونَ ۝ صدق الله العظيم



الفصل الاول
اسس الخصائص الفيزيائية للتربة

ان اصطلاح التربة يعود الى المواد المعرضة لعملية التجوية التي تقع ضمن القشرة الخارجية من سطح الأرض. وتتكون مبدئيا من تحلل وتكسر الصخور بواسطة العمليات الفيزيائية والكيميائية، وتتأثر بواسطة النشاط وتجمع بقايا بعض الأصناف البايولوجية. يمكن ان تدرس التربة وتوصف من اوجه مختلفة؛ وعليه فعلم التربة في الحقيقة عبارة عن مجموعة من العلوم المنفصلة التي قد تكون معتمدة على بعضها البعض.

مجال تعاملنا مع التربة في هذا الكتاب سوف يكون مقتصرا على النواحي الفيزيائية للتربة والتي تعد احدى فروع علم التربة الذي يتطرق الى الصفات الفيزيائة للتربة فضلا عن وصف هذه الصفات، قياسها او التنبؤ بقيمها، والسيطرة على العمليات الفيزيائية والتي تحدث في التربة. كفيزياء يمكن التعامل مع المادة والطاقة التي تتضمن أشكالها والترابط فيما بينها، وعليه ففيزياء التربة تتعامل مع حالة وحركة المواد وكذلك التدفق وتحولات الطاقة في التربة.

من جهة ثانية، دراسة فيزياء التربة يهدف الى فهم التربة والوصول الى الاساسيات من خلال النظر الى النظام الجيوفيزيائي للقشرة السطحية، بجميع علاقاتها ودورة العمليات في الطبيعة مثل دورة المياه وتبادل الطاقة. ان تطبيقات فيزياء التربة يهدف الى استعمال الالات الخاصة في ادارة التربة من خلال عمليات الري والبزل، وصيانة التربة والمياه وحراثة التربة وبناء التربة عن طريق تحسين التهوية، وتنظيم حرارة التربة، فضلاً عن اس إل التربة كمواد بناء وشق الطرق.

يمكن النظر الى فيزياء التربة كعلم أساسي وتطبيقي بمداه الواسع وضمن الرغبات المطلوبة، وفروعه المتعددة تشارك بقية فروع علم التربة مجتمعة مع العلوم الاخرى مثل الهيدرولوجي والمناخ والبيئة والجيولوجي والمحاصيل الحقلية.

اذن التربة تعد وسط ملائم لنمو النبات معتمدة على وجود كمية المغذيات الكيميائية وعلى حالة وحركة الماء والهواء والتوزيع الميكانيكي للتربة ونظمها الحرارية. حيث ان التربة يجب ان تكون هشة وناعمة بدرجة عالية لكي تسمح للجذور النباتية بالتطور بدون أي عائق ميكانيكي، مسامات التربة باحجامها واشكالها المختلفة متوزعة بانتظام لكي تعطي الفرصة الكافية لحركة كل من الماء والهواء لسد حاجات النبات.

نظم او أطوار التربة

النظم في الطبيعة قد تتكون من مادة واحدة أو أكثر، أو قد تتكون من طور واحد أو عدة اطوار. فالنظام الذي يتكون من مادة واحدة او مادة منفردة يُعد أحادي الطور اذا كانت صفات اجزائه متماثلة مثال ذلك جزيئات الماء عند انجمادها، وهذا النظام يكون متماثلا. أما النظام ذي التركيب الكيميائي المتماثل قد يكون متعدد الاطوار اذا كانت المواد الداخلة في تركيبه ذات صفات واطوار مختلفة ضمن النظام الواحد، وعليه فيطلق اصطلاح الحالة على النطاق الواقع داخل كل نظام والذي يكون داخليا متماثلا في الصفات الكيميائية، مثال ذلك مزيج الثلج والماء يتكون من حالتين وذلك لكونه متماثلا في الصفات الكيميائية ومختلف الصفات الفيزيائية. من هذا نستنتج بأن النظام المتكون من عدة مواد قد يكون أحادي الطور مثل محلول الملح والماء حيث يكون سائلا متماثلا، وقد يكون متعدد الاطوار نتيجة لتكونه من عدة مواد، وتكون صفات هذا النظام مختلفة ليس فقط بين حالة واخرى لكن بين اجزائها الداخلية لكل طور والحدود المشتركة بين سطوح الاطوار المتجاورة. حيث ان السطوح المتجاورة لها بعض الظواهر المعنية مثل الادمصاص، الشد السطحي، الاحتكاك، والتي تنتج من التداخل بين الحالات المتجاورة، وعليه فلا تدخل ضمن الأطوار المتعددة نفسها. اذن المهم في هذه الظواهر ضمن النظام ككل هو نسبتها الى حجم المساحة الداخلية لكل وحدة حجم من النظام.

أما النظام المشتت فيكون عبارة عن النظام المكون من حالة مقسمة الى اجزاء صغيرة والتي عند ارتباطها مع بعضها تكون ذات مساحة كبيرة مثال ذلك المحلول الغروي والمادة الهلامية والضباب والدخان

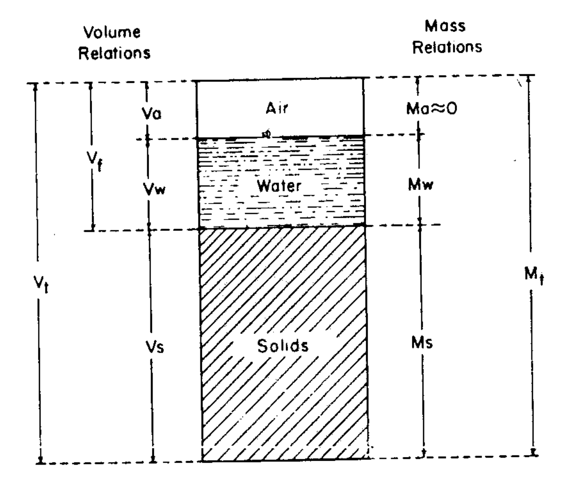
من هذا نستنتج بأن التربة تكون عبارة عن نظام متعدد الاطوار، كالطور الغروي المسامي ذي السطوح الداخلية الكبيرة لكل وحدة حجم، وطبيعة معلق التربة ونشاطها الداخلي مثال للنظام المشتت، كالتمدد والانكماش والتفرقة والتجميع والتلاصق والادمصاص والتبادل الايوني الخ. وعليه، فالحالات الطبيعية الثلاث للتربة هي الحالة الصلبة والمتمثلة بدقائق التربة، الحالة السائلة متمثلة بماء التربة والمواد الذائبة فيه والحالة الغازية متمثلة بهواء التربة. لذا يمكن النظر الى التربة بأنها نظام معقد هيكلها الصلب يتكون من دقائق مختلفة بتركيبها الكيميائي والمعدني فضلا عن الحجم والشكل. تنظيم هذه الدقائق في التربة يقدر خصائص حجم المسامات التي تسيطر على انتقال الماء والهواء. لذلك لايمكن فصل هذه الحالات نتيجة لحدوث التفاعل بينها بقوة.

علاقة حجم ومكونات التربة

الشكل (١) يمثل مخطط التربة التي تسهل فهم علاقة كل من حجم وكتلة حالات التربة الثلاث. فالشكل بصورته الكاملة يمثل الحجم والكتلة الكلي للتربة والمقسمة الى ثلاث مقاطع غير متساوية في كميتها، فالمقطع السفلي يمثل الحالة الصلبة والوسطي يمثل الحالة السائلة والعلوي للحالة الغازية. رموز كتلة هذه المكونات موضحة في الجهة اليمنى وتتمثل ب m_t, m_s, m_w, m_a لكل من كتلة الهواء، الماء، الجزء الصلب والكتلة الكلية على التوالي. وغالبا مايعبر عن هذه الكتل بوحدة الوزن والتي يحصل عليها من ضرب الكتلة في التعجيل الارضي. حجوم نفس المكونات موضحة في الجهة اليسرى من المخطط وتتمثل ب V_t, V_s, V_w, V_a لحجوم كل من الهواء، الماء، الجزء الصلب والحجم الكلي على التوالي، حجم المسام يكون عبارة عن حاصل جمع حجوم الجزء المشغول بالهواء والماء. ويمكن ربط هذه العلاقة بالمصطلحات الفيزيائية الاتية:

الوزن = الكتلة × التعجيل الارضي.

حجم المسام = الحجم المشغول بالهواء + الحجم المشغول بالماء.



الشكل (١ – ١) مخطط لحجم معين من التربة يمثل حالات التربة مع بعضها البعض.

١ – كثافةالجزء الصلب (معدل كثافة الدقائق) Density of Solids ρ_s

يمكن تعريفها بانها النسبة بين كتلة الجزء الصلب الى حجم نفس الجزء، ووحدة قياسها هي غم/سم³(ميكاغرام/م³). معظم الترب المعدنية، معدل كثافتها محصور بين ٢,٦–٢,٧ غم / سم³. **ويمكن حسابها بالقانون الاتي**

$$\rho_s = \frac{M_s}{V_s}$$

ان وجود المادة العضوية يؤدي الى تقليل من قيمة كثافة الجزء الصلب وذلك لارتفاع حجم المادة العضوية مقارنة بكتلها الواطئة. احيانا يمكن التعبير عن الكثافة بالوزن النوعي والتي تمثل نسبة كثافة المادة الى كثافة الماء عند درجة حرارة ٤ْم وتحت الضغط الجوي، وفي وحدات النظام المتري كثافة الماء وحدة واحدة، لذلك فالوزن النوعي يكون مساوياً لكثافة المادة تحت هذه الظروف.

٢ – الكثافة الظاهرية الجافة Dry Bulk Density ρ_b

وهي، عبارة عن النسبة بين كتلة الاجزاء الصلبة والجافة الى الحجم الكلي للتربة (المتضمنة حجم الدقائق اضافة الى المسامات) والتعبير الرياضي لذلك يكون القانون $\rho_b = \frac{M_s}{V_t}$ ،،

وتكون اصغر من كثافة الجزء الصلب . فالتربة التي تكون المسامات فيها نصف الحجم ρ_b تكون نصف ρ_s وتكون قيمتها العددية بين ١,٣-١,٤غم/سم٣. الترب الرملية قد تصل كثافتها الظاهرية الى ١,٦ غم/سم٣، اما الترب الحاوية على تجمعات غرينية وطينية فتصل الى ١,١ غم/سم٣. بصورة عامة تتأثر الكثافة الظاهرية ببناء التربة ، درجة رص وانضغاط التربة، اضافة الى خاصية التمدد والانكماش والتي تكون معتمدة على درجة ترطيبها . وكحد فاصل وقطعي للترب المرصوصة والمحببة ربما تكون كثافتها الظاهرية المتقاربة ، لكنها لاتصل حدود قيم كثافتها الحقيقة، مهما كانت درجة رص التربة ، فالدقائق لاتتلاحم بصورة تامة ولكنها تبقى ذات مسامية معينة . اما الترب المتمددة ، فكثافتها الظاهرية تختلف باختلاف المحتوى الرطوبي .

٣- الكثافة الظاهرية الكلية (الرطبة) ρ_t Total Bulk Density

يمكن استخدام هذا الاصطلاح للتعبير عن الكتلة الكلية للتربة الرطبة لكل وحدة حجم حيث ان الكثافة الظاهرية الكلية تمثل رياضيا بالمعادلة $\rho_t = \frac{M_t}{V_t}$

$$\therefore \rho_t = \frac{(M_s + M_w)}{(V_s + V_a + V_w)}$$

تعتمد الكثافة الظاهرية الكلية على المحتوى الرطوبي للتربة بدرجة اكبر من اعتماد الكثافة الظاهرية الجافة .

٤- الحجم النوعي الجاف Dry Specific Volume V_b

يعبر عن وحدة كتلة التربة الجافة (سم٣/غم) والتي تمثل كما يأتي :

$$V_b = \frac{V_t}{M_s}$$

وتستعمل كدليل لدرجة نعومة، هشاشية ورص التربة

٥- المسامية الكلية f Porosity

وتعبر عن النسبة بين حجم المسام المشغولة بكل من الماء والهواء الى الحجم الكلي للتربة كما في المعادلة الاتية :

$$f = \frac{V_f}{V_t} = \frac{(V_a + V_w)}{(V_a + V_w + V_s)}$$

وتستعمل المسامية كدليل نسبي لحجم الفراغات الموجودة في التربة، قيمة المسامية لمعظم الترب تقع ضمن المديات ٠,٣-٠,٦ (٣٠-٦٠٪). فالترب ذات النسجة الخشنة تميل لأن تكون اقل مسامية من الترب ذات النسجة الناعمة ، رغم أن معدل حجم المسامات المفردة تكون كبيرة في التربة ذات النسجة الخشنة عند مقارنتها مع التربة ذات النسجة الناعمة. الترب الطينية تمتاز بمساميتها المختلفة وذلك بسبب قدرتها على التمدد والانكماش والتجميع والتفرقة والانضغاط والتشقق. رغم ان المسامية الكلية تعود الى حجم اجزاء الفراغات ، لكن هذه القيم يجب أن تكون مساوية الى معدل المسامية الهوائية (جزء من المسام المتمثل في مساحة المقطع العرضي) ، اضافة لذلك معدل المسامية الطولية (الجزء الطولي من الفراغات المتداخلة عن طريق الخطوط المارة خلال التربة في اي اتجاه). ان المسامية الكلية لاتمثل توزيع حجوم الفراغات التي تُعد صفة مهمة والتي سوف تشرح لاحقا.

٦- نسبة الفراغات e Void Ratio

وهي تعبر عن نسبة حجم المسام المملوءة بالماء والهواء الى حجم الجزء الصلب وتمثل رياضيا كما يأتي :

$$e = \frac{V_f}{V_s} = \frac{(V_a + V_w)}{(V_t - V_f)}$$

ويستخدم هذا الاصطلاح كدليل نسبي لحجم الفراغات أو المسامات في التربة ، لكنها تنسب الى حجم الجزء الصلب بدلا من الحجم الكلي للتربة، حيث أن تغيير حجم الفراغات سوف يؤدي الى تغيير بسط ومقام المعادلة عند حساب المسامية على حين يغير بسط المعادلة في حساب نسبة الفراغات. وبصورة عامة يُعد هذا الاصطلاح ذا اهمية

ودليل يعتمد عليه بالنسبة للمشتغلين في هندسة التربة والميكانيك، بينما المسامية تكون دليل خاص بالمشتغلين في مجال فيزياء التربة الزراعية. تتراوح قيم نسب الفراغ بين (٠,٣-٢).

٧- رطوبة التربة Soil Wetness θ_m

يمكن التعبير عن رطوبة التربة أو المحتوى المائي النسبي بطرق مختلفة.
أ- نسبة الى كتلة الجزء الصلب.
ب- نسبة الى الكتلة الكلية.
ج- نسبة الى حجم الجزء الصلب.
د- نسبة الى الحجم الكلي.
هـ- نسبة الى حجم الفراغات.

وان طرق التعبير عن المحتوى الرطوبي الأكثر استعمالا هي:

أ- على اساس الكتلة Mass Wetness θ_m

والذي يعبر عن كتلة الماء نسبة الى كتلة دقائق التربة الجافة، والتي غالبا ماتعبر عن المحتوى الرطوبي الوزني. يطلق اصطلاح التربة الجافة على التربة التي تفقد معظم جزيئات الماء عند درجة ١٠٥ْم، وعليه فالترب الطينية غالبا ماتحتوي على كميات كافية من الماء عند تلك الحالة من الجفاف في درجات الحرارة العالية. ان تجفيف التربة هوائيا (طبيعيا) يعني ان تكون التربة حاوية على نسبة من بخار الماء اكثر من ظروف استخدام الفرن عند درجة ١٠٥ْم، ولغرض تجفيف نفس الكمية من التربة، يلاحظ ان الترب المعدنية عند تشبيعها بالماء، تصل قيم المحتوى الرطوبي على أساس الكتلة بين ٢٥- ٦٠٪ اعتمادا على الكثافة الظاهرية. بصورة عامة درجة تشبيع الترب الطينية تكون أعلى من الترب الرملية، وتزيد هذه القيمة في بعض الأحيان عن ١٠٠٪ في حالة الترب العضوية (البيت والملك). يمكن تمثيل المحتوى الرطوبي على اساس الكتلة رياضيا.

$$\theta_m = \frac{M_w}{M_s}$$

ب- على أساس الحجم θ_v Volume Wetness

غالبا ما يعبر عن المحتوى الرطوبي على أساس الحجم استنادا الى الحجم الكلي للتربة بدلا من الحجم الخاص بالدقائق نفسها. عند تشبيع الترب الرملية، فان محتواها الرطوبي على أساس الحجم يقع ضمن المديات ٤٠- ٥٠٪، أما الترب المتوسطة النسجة فحتواها الرطوبي يكون نسبيا أعلى من الترب الرملية، بسبب أن الترب الطينية تتمدد عند الترطيب، فاستعمال تعبير المحتوى الرطوبي على أساس الحجم بدلا من التعبير الوزني للمحتوى الرطوبي يكون اكثر شيوعاً في التطبيق وذلك لانه يحور مباشرة للتعبير عن حجم التدفق وكمية الماء المضافة الى التربة سواءا عن طريق الري أو الامطار وكذلك يعبر عن كمية الماء المفقودة عن طريق التبخر أو البزل. وتمثل طريقة الحساب رياضيا كما يأتي:

$$\theta_v = \frac{V_w}{V_t} = \frac{V_w}{(V_a + V_w + V_s)}$$

جـ- درجة التشبع θ_s Degree of Saturation

ويطلق على هذا الاصطلاح في بعض الاحيان بالتشبع، ويعبر عن حجم الماء الموجود في التربة نسبة الى حجم الفراغات فيها. وتتراوح قيم درجة التشبع بين الصفر في حالة الترب الجافة الى ١٠٠٪ في حالة الترب المشبعة تماما. وعلى كل حال من الصعوبة الوصول الى درجة التشبع ١٠٠٪ وذلك بسبب وجود الهواء في المسامات البينية والذي يعمل على اعاقة ذلك في الترب المبللة. من جهة اخرى، لايمكن الاعتماد على هذا الدليل في حالة الترب المتمددة. والتي يحصل تغير في مساميتها مع عملية ترطيبها. وطريقة حساب المحتوى الرطوبي عند درجة التشبع يمكن تمثيلها رياضيا بالآتي:

$$\theta_s = \frac{V_w}{V_f} = \frac{V_w}{(V_a + V_w)}$$

٨- المسامية الهوائية (محتوى الهواء النسبي) f_a Air Filled Porosity

الذي يعبر عن قياس المحتوى النسبي لمحتوى هواء التربة ، والذي يُعد ذا أهمية كبيرة في تهوية التربة ويكون هذا الدليل ذي ارتباط سلبي مع درجة التشبع وتمثل رياضيا حساب المسامية الهوائية والعلاقة مع درجة التشبع كما يأتي :

$$f_a = \frac{V_a}{V_t} = \frac{V_a}{V_a + V_w + V_s}$$

٩- العلاقات الأخرى :

من التعاريف الاساسية السابقة للخصائص الفيزيائية ، يمكن اشتقاق علاقات أخرى تربط المصطلحات الآنفة الذكر بعضها البعض ، نورد أهم هذه العلاقات ذات الفائدة في هذا المجال :

١- علاقة المسامية الكلية مع نسبة الفراغات

$$f = \frac{e}{1 + e} \qquad e = \frac{f}{1 - f}$$

٢- علاقة درجة التشبع مع حجم الترطيب (المحتوى الرطوبي على أساس الحجم)

$$\theta_s = \frac{\theta_v}{f}$$

٣- علاقة المحتوى الرطوبي على أساس الحجم والكتلة .

$$\theta_v = \theta_m \left(\frac{\rho_b}{\rho_w} \right)$$

وفي هذه العلاقة ، عندما تكون كثافة الماء ρ_w والتي هي عبارة عن نسبة كتلة الماء الى حجمه وحدة واحدة ، وبسبب ان كثافة التربة الظاهرية اكبر من كثافة الماء عند درجة حرارة ٤° م وضغط جوي واحد فان المحتوى الرطوبي الحجمي يكون $\theta_v = \theta_m \rho_b$

ومن المعقول أن يكون المحتوى الرطوبي على أساس الحجم أكبر من المحتوى الرطوبي على أساس الكتلة اعتماداً على كثافة التربة الظاهرية.

٤- علاقة المسامية مع الكثافة الظاهرية

$$f = \rho_s - \frac{\rho_b}{\rho_s} = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_s}$$

٥- علاقة المسامية الهوائية بالمحتوى الرطوبي.

$$f_a = f - \theta_v = f(1 - \theta_s)$$

من هذا يستنتج بأن اكثر التعابير الفيزيائية الانفة الذكر استعمالا هي مسامية التربة وكثافتها الظاهرية والمحتوى الرطوبي على أساس الحجم.

مثال (١)

اذا كان لديك تربة على هيئة مكعب ابعادها (١٠× ١٠× ١٠ سم) وزن التربة الرطب ١٤٦٠ غم ووزن الماء فيها ٢٦٠ غم. اذا علمت بأن كثافة التربة الحقيقية هي ٢,٦٥ غم/سم٣ وأن كثافة الماء ١غم/سم٣ اوجد كل ممايأتي:

١- المحتوى الرطوبي على أساس الكتلة.
٢- المحتوى الرطوبي على أساس الحجم.
٣- النسبة المئوية للرطوبة على أساس الكتلة.
٤- النسبة المئوية للرطوبة على أساس الحجم.
٥- عمق الماء.
٦- الكثافة الظاهرية.
٧- مسامية التربة.
٨- المسامية الهوائية.

يلاحظ عند حل هذا المثال يمكن الاعتماد على العلاقات الفيزيائية الواردة في هذا الفصل فلايجاد المحتوى الرطوبي على أساس الكتلة نلاحظ أن:

$$\text{المحتوى الرطوبي على أساس الكتلة} = \frac{\text{كتلة الماء}}{\text{كتلة التربة الجافة}}$$

$$= \frac{\text{٢٦٠غم}}{\text{١٤٦٠غم} - \text{٢٦٠غم}} = ٠,٢١٧$$

النسبة المئوية للرطوبة على أساس الكتلة= المحتوى الرطوبي على أساس الكتلة× ١٠٠ ٪

=٠,٢١٧× ١٠٠٪= ٢١,٧٪

$$\text{المحتوى الرطوبي على اساس الحجم} = \frac{\text{حجم الماء}}{\text{حجم التربة}}$$

$$\text{حيث أن حجم الماء} = \frac{\text{كتلة الماء}}{\text{كثافة الماء}}$$

$$= \frac{\dfrac{\text{٢٦٠غم}}{\text{١ غم/سم}^{٣}}}{\text{١٠سم} \times \text{١٠سم} \times \text{١٠سم}} = ٠,٢٦٠$$

النسبة المئوية للرطوبة على أساس الحجم= المحتوى الرطوبي على أساس الحجم × ١٠٠ ٪

= ٠,٢٦٠× ١٠٠٪= ٢٦٪

$$\text{عمق الماء} = \frac{\text{حجم الماء}}{\text{المساحة السطحية للتربة}} = \frac{\frac{\text{كتلة الماء}}{\text{كثافة الماء}}}{\text{المساحة السطحية}} = \frac{\frac{\text{٢٦٠غم}}{\text{١غم/سم}^{٣}}}{\text{١٠٠سم}^{٢}} = \text{٢,٦ سم}$$

$$\text{أما الكثافة الظاهرية للتربة} = \frac{\text{وزن التربة الجاف}}{\text{حجم التربة الكلي}} = \frac{\text{١٤٦٠ غم} - \text{٢٦٠ غم}}{\text{١٠٠٠سم}^{٣}}$$

$$= \frac{\text{١٢٠٠ غم}}{\text{١٠٠٠ سم}^{٣}} = \text{١,٢ غم/سم}^{٣}$$

$$\text{مسامية التربة} = ١ - \frac{\text{الكثافة الظاهرية}}{\text{الكثافة الحقيقية}} = ١ - \frac{\text{١,٢ غم/سم}^{٣}}{\text{٢,٦٥ غم/سم}^{٣}} = ٠,٥٤٧$$

وهناك طريقة اخرى لايجاد مسامية التربة عن طريق عمق الجزء الصلب وعمق الجزء المشغول بالهواء وذلك من المعلومات الموجودة في المثال.

$$\text{عمق الجزءالصلب} = \frac{\text{حجم الجزء الصلب}}{\text{المساحة السطحية للتربة}} = \frac{\frac{\text{كتلة الجزء الصلب}}{\text{الكثافة الحقيقية}}}{\text{المساحة السطحية للتربة}}$$

$$= \frac{\frac{\text{١٤٦٠غم} - \text{٢٦٠ غم}}{\text{٢,٦٥ غم/سم}^{٣}}}{\text{١٠٠سم}^{٢}} = \text{٤,٥٣سم}$$

عمق الجزء المشغول بالهواء = العمق الكلي − (عمق الجزء الصلب + عمق الماء)

= ١٠ سم − (٤,٥٣ + ٢,٦٠ سم)

= ٢,٨٧ سم

$$\text{المسامية} = \frac{\text{حجم المسام المشغول بالماء والهواء}}{\text{الحجم الكلي للتربة}} = \frac{\text{المساحة السطحية للتربة (عمق الماء + عمق الهواء)}}{\text{الحجم الكلي للتربة}}$$

$$= \frac{\text{١٠٠ سم}^{2}\ (\text{٢,٨٧ سم} + \text{٢,٦٠ سم})}{\text{١٠٠٠ سم}^{3}} = ٠,٥٤٧$$

$$\text{اما المسامية الهوائية} = \frac{\text{حجم المسام المشغول بالهواء}}{\text{الحجم الكلي للتربة}} = \frac{\text{عمق الهواء}}{\text{عمق التربة الكلي}}$$

$$= \frac{\text{٢,٨٧ سم}}{\text{١٠ سم}} = ٠,٢٨٧$$

$$\text{يمكن ايجاد التشبع النسبي} = \frac{\text{عمق الماء}}{\text{عمق الماء + عمق الهواء}} = \frac{\text{٢,٦٠ سم}}{\text{٢,٦٠ سم} + \text{٢,٨٧ سم}} = ٠,٤٧٥$$

مثال (٢)

اذا علمت بان وزن التربة الرطب ٢٢٫ كغم وأن المحتوى الرطوبي على أساس الكتلة هي ٠,١٨ فما هي كتلة الجزء الصلب وكتلة الماء.

$$\text{المحتوى الرطوبي على اساس الكتلة} = \frac{\text{كتلة الماء}}{\text{كتلة الجزء الصلب}}$$

$$\frac{\text{كتلة التربة الرطبة} - \text{كتلة الجزء الصلب}}{\text{كتلة الجزء الصلب}}$$

$$٠,١٨ = \frac{٢٢٠\ \text{كغم} - \text{س}}{\text{س}}$$

$$٠,١٨\ \text{س} = ٢٢٠\ \text{كغم} - \text{س}$$

$$٠,١٨\ \text{س} + \text{س} = ٢٢٠\ \text{كغم}$$

$$١,١٨\ \text{س} = ٢٢٠\ \text{كغم}$$

$$\text{س} = \frac{٢٢٠\ \text{كغم}}{١,١٨} = ١٨٦,٤\ \text{كغم}$$

حيث أن س تمثل كتلة الجزء الصلب

كتلة الماء= كتلة التربة الرطب- كتلة التربة الجافة(الجزء الصلب)

= ٢٢٠ كغم - ١٨٦,٤ = ٣٣,٦ = ٣٤ كغم

مثال (٣)

أوجد الحجم الكلي للتربة (الحجم الظاهري). اذا علمت بأن وزن التربة الرطب ١٠٠ غم ووزن الماء المرتبط فيها ١٨ غم وأن كثافة التربة الظاهرية ١,٢ غم/سم^{٣}.

$$\text{بما أن كثافة التربة الظاهرية} = \frac{\text{كتلة التربة الجافة}}{\text{الحجم الكلي للتربة}}$$

$$1{,}2 \text{ غم/سم}^3 = \frac{100 \text{ غم} - 18 \text{ غم}}{\text{س}}$$

$$1{,}20 \text{ غم/سم}^3 \text{ س} = 82 \text{ غم}$$

$$\text{س} = \frac{82 \text{ غم}}{1{,}2 \text{ غم/سم}^3} = 68{,}3 \text{ سم}^3 \text{ الحجم الكلي للتربة}$$

مثال (٤)

عينة تربة حجمها ١٠٠ سم^3 وزن التربة قبل تجفيفها ١٥٠ غم وأصبح وزنها ١٣٠ غم بعد التجفيف وحجم الجزء المشغول بالهواء ٢٨ سم^3. احسب حجم المسام المشغول بالماء، الكثافة الحقيقية وكذلك الكثافة الظاهرية ؟

بما أنه كل ١غم يعادل ١ سم^3 لذلك فان

١٥٠غم – ١٣٠ غم= ٢٠ غم

كل ٢٠ غم $\simeq$ ٢٠ سم^3

$$\text{حجم المسام المشغولة بالماء} = \frac{\text{حجم الماء}}{\text{حجم التربة الكلي}} = \frac{20 \text{ سم}^3}{100 \text{ سم}^3} = 0{,}2$$

$$\text{الكثافة الظاهرية} = \frac{\text{وزن التربة الجافة}}{\text{حجم التربة}}$$

$$= \frac{130 \text{ غم}}{100 \text{ سم}^3} = 1{,}3 \text{ غم/ سم}^3$$

الحجم الكلي= حجم الجزء المشغول بالماء+ حجم الجزء المشغول بالهواء+ حجم الجزء الصلب

١٠٠سم^{٣}= ٢٠سم^{٣} + ٢٨سم^{٣} + س

س= ٥٢ سم^{٣} حجم الجزء الصلب.

الكثافة الحقيقية = كتلة الجزء الصلب / حجم الجزء الصلب

= ١٣٠ غم / ٥٢سم٣

=٢,٥ غم/سم^{٣}

مثال (٥)

اعطيت المسامية الكلية للتربة ٤٠٪ والمسام المشغولة بالماء ٢٠٪ والكثافة الحقيقية هي ٢,٦ غم/سم^{٣} ماهي الكثافة الظاهرية والمسام المشغولة بالهواء. وماهو الحجم الحقيقي للجزء الصلب عندما يكون الحجم الظاهري للنموذج ٥٠٠ سم^{٣} ؟

المسامية الكلية=١- الكثافة الظاهرية / الكثافة الحقيقية

٤٠٪= ١- س / ٢,٦ غم/سم^{٣}

٠,٤٠= (٢,٦ غم/سم^{٣} -س) / ٢,٦ غم/سم^{٣}

١,٠٤ غم/ سم^{٣} = ٢,٦غم/سم^{٣} -س

س= ١,٥٦ غم/سم^{٣}

اما المسام المشغولة بالهواء= المسام الكلية- المسام المشغولة بالماء

= ٤٠٪ - ٢٠٪ = ٢٠٪

حجم المسام المشغول بالماء والهواء= ٥٠٠ × ٠,٤ = ٢٠٠ سم^3

الحجم الحقيقي= ٥٠٠سم^3- ٢٠٠ سم^3= ٣٠٠ سم^3

مثال (٦)

تربة غير مضغوطة حجم المادة الصلبة فيها ٥٠ سم^3 وحجم الماء ٢٠سم^3 وحجم هواء التربة ٢٠ سم^3، تم ضغط التربة الى أن أصبح حجم الهواء فيها ١٠ سم^3. اوجد النسبة المئوية لنقصان المسام الهوائية.

$$f_a = \frac{V_a}{V_t} = \frac{V_a}{V_a + V_w + V_s}$$

الحالة البدائية

$$\text{مسام الهواء} = \frac{\text{٢٠ سم}^3}{\text{٢٠ سم}^3 + \text{٢٠ سم}^3 + \text{٥٠ سم}^3} = \frac{\text{٢٠ سم}^3}{\text{٩٠ سم}^3} = \text{٠,٢٢٢}$$

الحالة النهائية

$$\text{مسام الهواء} = \frac{\text{١٠ سم}^3}{\text{١٠سم}^3 + \text{٢٠ سم}^3 + \text{٥٠ سم}^3} = \frac{= \text{١٠سم}^3 =}{\text{٨٠ سم}^3} = \text{٠,١٢٥}$$

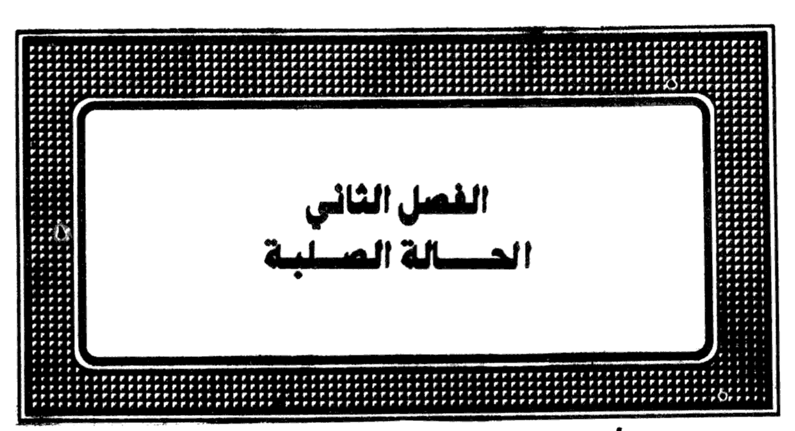
النسبة المئوية لنقصان مسام الهواء

$$= \left\{ \frac{\text{المسامية في الحالة الاولى} - \text{المسامية في الحالة الثانية}}{\text{المسامية في الحالة الاولى}} \right\} \times ١٠٠$$

$$= \left\{ \frac{٠,٢٢٢ - ٠,١٢٥}{٠,٢٢٢} \right\} \times ١٠٠$$

$$= (٠,٤٤) \times ١٠٠$$

$$= ٪٤٤$$



بعد استعراض الأسس العامة للتربة والتي لها ارتباط وثيق بالخصائص الفيزيائية في الفصل الأول ، سوف نعرض في هذا الفصل الأمور المتعلقة بحالة التربة الصلبة والذي يعد من حالات التربة الثلاث ويكون التركيز على الاجزاء المرتبطة بالخصائص الفيزيائية وتشمل :

١ - نسجة التربة Soil Texture

ان الدقائق الأولية في التربة تختلف بلا شك في كل من حجمها وشكلها ، فبعضها تكون خشنة لدرجة يمكن تمييزها بالعين المجردة ، في حين نجد قسما اخر من حبيبات التربة تكون صغيرة بحيث تظهر خصائص الغرويات . لهذا فاصطلاح نسجة التربة من وجه نظر العاملين في مجال فيزياء التربة يعبر عن مديات توزيع حجوم الدقائق الاولية المكونة لجسم التربة ، ولها دلالات كمية ونوعية . نوعيا ، يمكن الاعتماد على التحسس بملمس مواد التربة فيما اذا كانت خشنة (رملية) أو ناعمة وملساء (طينية) ، ان المتخصصين في مجال تصنيف الترب يمكن عن طريق فرك مواد التربة بين راحتي اليد معرفة ، فيما اذا كانت دقائق التربة ذات نسجة خشنة أو ناعمة . أما الدلائل الكمية لنسجة التربة فترجع الى الأجزاء النسبية للأحجام المختلفة من دقائق التربة المعينة . اجزاء النسجة او مفصولات التربة تصنف مواد التربة الى دقائق ذات ثلاث أحجام ضمن مديات معينة تعتمد على نوع التصنيف المتبع . هذه الدقائق بصورة عامة تشمل الرمل والغرين والطين ، وأهم هذه التصانيف المستخدمة في تحديد مديات هذه المفصولات هي الموضحة في الشكل (٢-١).

U.S. Department of Agriculture Classification

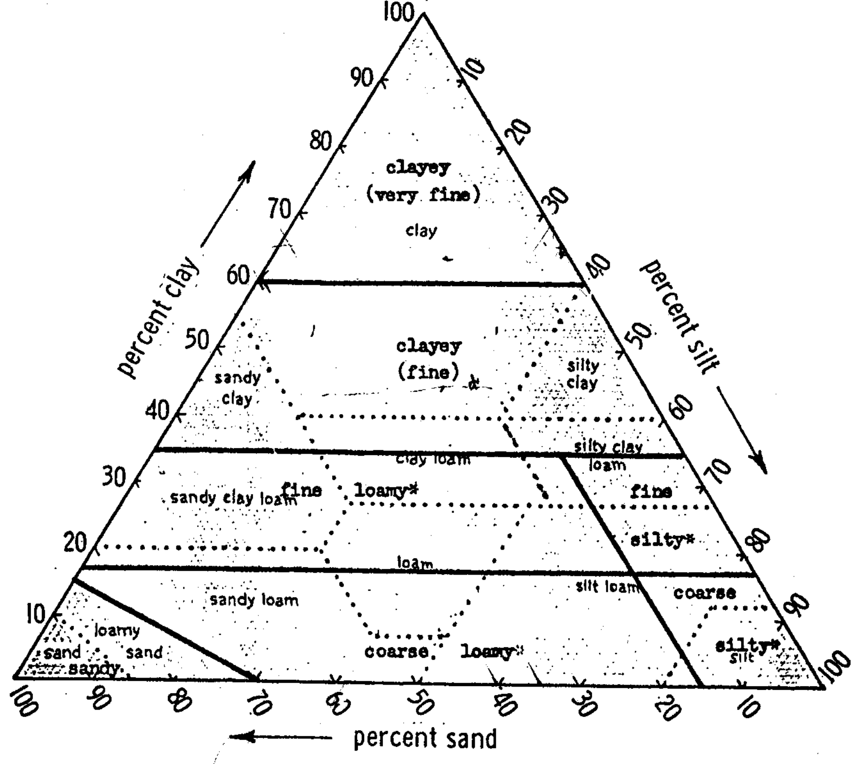
0.002		0.05	0.1	0.25	0.5	1.0	2.0 mm	
Clay	Silt	Very Fine	Fine	Med.	Coarse	Very Coarse		Gravel
		Sand						

Clay	Silt	Sand		Gravel
		Fine	Coarse	
0.002	0.02	0.2	2.0 mm	

International Soil Science Society Classification

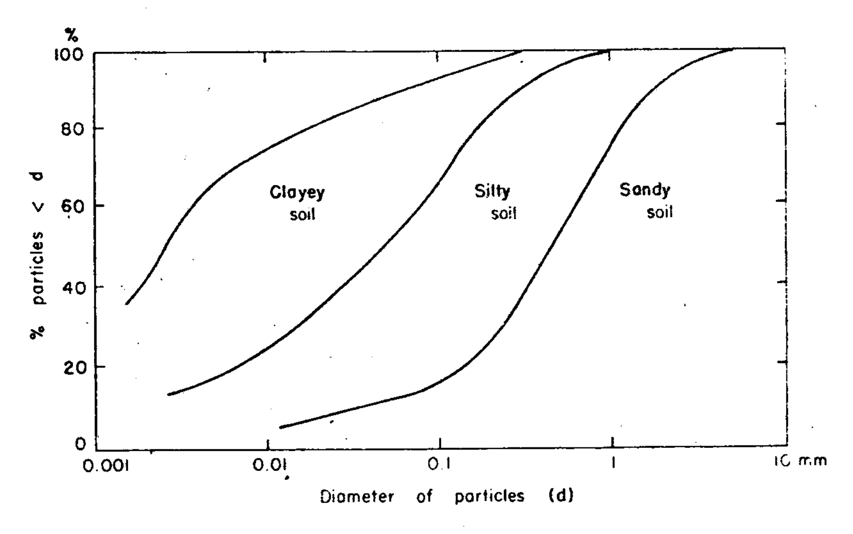
شكل (٢- ١) مسميات مفصّولات التربة تبعا لمديات اقطار الدقائق (على أساس مقياس اللوغاريتم).

ان تحديد مفصولات التربة تكون مستندة على أسس نسبة كتلة هذه المكونات الثلاثة فالترب ذات النسب المختلفة من الرمل والغرين والطين موضحة في مثلث النسجة شكل (٢ - ٢) ومن الملاحظ بان أحسن طريقة لوصف نوع التربة هي التي تظهر توزيع مستمر



شكل (٢ - ٢) مثلث النسجة ، يبين نسب الطين (أقل من ٠,٠٠٢ ملم)، الغرين (٠,٠٥- ٠,٠٠٢ ملم)، والرمل (٠,٠٥- ٢ملم) الموضح اصناف نسجة التربة.

لأحجام الدقائق والموضحة في الشكل (٢- ٣). فبعض الترب تمتلك خاصية الاستمرارية لدقائقها ذات الأحجام المختلفة مما يكسبها صفة التجبب الجيد، وعلى العكس هناك ترب لم تمتلك هذه الخاصية نتيجة لتكونها من دقائق ذات مديات أحجام محدودة وغير مستمرة مما يكسبها صفة التحبب الضعيف او غير الجيد.



شكل (٢ – ٣) توزيع أحجام الدقائق لثلاث أنواع من التربة.

توزيع أحجام الدقائق (التحليل الميكانيكي).

يعرف التحليل الميكانيكي بأنه تقديرات توزيع أحجام دقائق التربة.(mechanical analysis). ان فصل الدقائق الى مجاميع يمكن اجراؤها بصورة عامة بواسطة عملية النخل خلال مناخل ذات أقطار مقاربة لأقطار الحبيبات والتي قد تصل لحد ٠,٠٥ ملم. بصورة عامة يمكن استعمال طريقة الترسيب لفصل وتصنيف الدقائق الناعمة من معلق التربة، وقياس سرعة الترسيب لكل دقيقة من دقائق التربة وبقياس كثافة المعلق الذي تكون فيه بعض الدقائق مترسبة أو مستقرة. سرعة ترسب الدقائق المترسبة تحت تأثير الجاذبية تستند الى قانون ستوك والتي تعتمد على كثافة ولزوجة السائل وحجم وكثافة الدقيقة، ولفهم ذلك سوف نشتق القانون الذي يستند على سقوط الدقائق الكروية في السائل بفعل الجاذبية.

من المعروف بان القوة تكون مساوية الى حاصل ضرب الكتلة(m)في التعجيل الأرضي الناتج من الجذب(a).

$$F = m\,a$$
$$m = V\rho$$

$$V \text{ of sphere} = \frac{4}{3}\pi r^3$$

F_1 = force which related to the mass of particles

وهذه القوة تتمثل بالقوة المرتبطة بكتلة الدقائق ، حيث ان g تمثل التعجيل الارضي .

$$\downarrow F_1 = \frac{4}{3}\pi r^3 \rho_s g$$

F_2 = Bouyant force which equal to the weight of water displaced

$$\uparrow F_2 = -\frac{4}{3}\pi r^3 \rho_l g$$

$\uparrow F_3$ = force related to viscous drag

$$\uparrow F_3 = (-2\pi r)(3v\eta)$$
$$\uparrow F_3 = -6\pi r v\eta$$

محصلة هذه القوى تكون مساوية الى الكتلة والتعجيل بفعل الجاذبية ، وعند افتراض ان الدقائق تكون في حالة سكون أو استقرار عند بدء التجربة .

$$\therefore F_1 + F_2 + F_3 = ma = 0.0$$

وعند التعويض عن هذه القوى بما يساويها نحصل على

$$\frac{4}{3}\pi r^3 \rho_s g - \frac{4}{3}\pi r^3 \rho_l g - 6\pi r v\eta = 0.0$$

$$\frac{4}{3}\pi r^3 \rho_s g - \frac{4}{3}\pi r^3 \rho_l g = 6\pi r v\eta$$

حيث أن

m = كتلة دقائق التربة (غم)

r = نصف قطر الحبيبة (سم)

ρ_l , ρ_s = كثافة كل من دقائق التربة والسائل (غم/ سم^3)

g = التعجيل الارضي (سم ثا$^{-2}$)

v = سرعة الدقائق (سم/ ثا)

d = العمق المكافيء (سم)، t = الزمن (ثا)

$$\frac{4}{3} r^2 g (\rho_s - \rho_l) = 6 v \eta$$

$$v = \frac{4r^2 g(\rho_s - \rho_l)}{18\eta} = \frac{2}{9\eta} r^2 g (\rho_s - \rho_l)$$

$$d = Vt$$

$$d = \frac{2}{9\eta} r^2 g (\rho_s - \rho_l) t$$

$$t = \frac{9\eta d}{2r^2 g(\rho_s - \rho_l)}$$

ان القانون الأخير يطلق عليه بقانون ستوك، وللوصول الى هذه الصيغة النهائية هناك عدة افتراضات اعتمد عليها والتي تشمل على:

١ – ان الدقائق كبيرة الحجم مقارنة بجزيئات السائل، اي ان الحركة البراونية تكون ضعيفة.

٢ – ان الدقائق صلبة وملساء وكروية.

٣ – ان جميع الدقائق لها نفس الكثافة.

٤ – لايوجد تأثير لجدران الوعاء على دقائق التربة وكذلك تأثير الدقائق على بعضها البعض قليل أو معدوم (يجب ان تكون تركيز الدقائق في المعلق منخفضاً).

٥ – ان جريان السائل يكون صفائحيا او طباقيا.

من الملاحظ أن قانون ستوك لقياس توزيع حجوم الدقائق قد اعتمد على الفرضيات البسيطة، الآنفة الذكر والتي لم تكن متماشية مع حقيقة دقائق التربة. مثال ذلك ان الدقائق كروية الشكل ومتماثلة في كثافتها ويكون ترسيبها واستقرارها غير معتمد على بعضها

البعض ، وكذلك أن تدفق وجريان السائل حول هذه الدقائق يكون صفائحيا . في الحقيقة نلاحظ بأن دقائق التربة ليست كروية ، حيث أن بعضها قد يكون على شكل صفائح ، وعليه فحساب القطر المؤثر على سرعة الترسيب واستقرار الدقائق نفسها قد لايكون من الضروري مرتبطامع الأبعاد الحقيقية للدقائق . لذلك فنتيجة التحليل الميكانيكي المعتمد على أساس النخل ربما يختلف عن التحليل المعتمد على عملية الترسيب واكثر من ذلك ، فان دقائق التربة ليس جميعها ذات كثافة متشابهة . معظم السليكا لها كثافة حقيقية تتراوح ٢,٦ – ٢,٧ غم / سم٣ ، اكاسيد الحديد المعدنية والمعادن الثقيلة الأخرى تمتلك كثافة تصل لحدود ٥ غم / سم٣ او أكثر . لذلك لكي يكون قانون سترك أكثر تطبيقا ، يمكن قياس الكثافة الحقيقية لدقائق التربة بالطريقة المعروفة بكنوميتر (قنينة الكثافة) وتحديد مقدارها الحقيقي . من الملاحظ بأن دقائق التربة الأولية ، غالبا ماتكون ذات طبيعة تجميعية ، ويجب تفرقتها عن طريق ازالة تأثير المواد اللاحمة (مثل المادة العضوية ، اكاسيد الحديد ، الغرويات ، السليكا وكاربونات الكالسيوم) لغرض الحصول على تفرقة تامة للدقائق ومن ثم قياس نسبها في التربة المعنية .

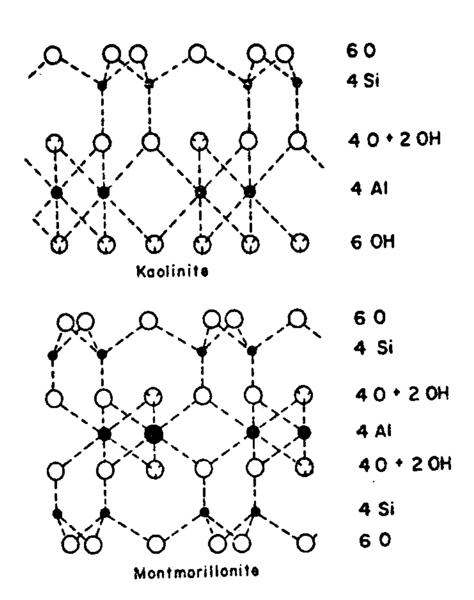
طبيعة وسلوك الطين

يعد الطين الغروي الجزء المحدد لسلوك التربة بسبب صفاته المختلفة ككبر المساحة السطحية وكونه اكثر نشاطا من ناحية العمليات الفيزيوكيميائية .

بصورة عامة دقائق الطين تكون ذات شحنات سالبة وتشكل الطبقة الكهربائية المزدوجة والتي عن طريقها يحدث التبادل الكاتيوني . على العكس دقائق الرمل والغرين لها سطح نوعي صغير نسبيابالمقارنة مع الدقائق الطينية يظهر اقل درجة من ناحية العمليات الفيزيوكيميائية . يطلق على هذه الأجزاء « هيكل التربةsoil skeleton » في حين يمكن ان يكون الطين وباستخدام المصطلح نفسه «جسد التربة» ، وربط الأجزاء المختلفة مع بعضها البعض يمكن أن يطلق عليها بالشبكة الصلبة للتربة . ان اصطلاح الطين لايشير فقط الى الدقائق الواقعة ضمن مديات وحجوم معينة فحسب ، بل يشمل مجموعة من المعادن ، بعضا منها يكون بلوريا ، رغم أن هذه الأشكال البلورية الصغيرة تكون ذات تركيب جيد والتي تاخذ حجم الغرويات . نتيجة لذلك أجراء الطين تكون مختلفة معدنيا فضلاعن أحجام دقائقها . أما الرمل والغرين ، التي تتكون بصورة رئيسية من الكوارتز والمعادن

الأولية الأخرى والتي لم تتحول كيميائيا الى معادن ثانوية كما هي الحال مع الطين، حيث أن الأنواع المختلفة من الطين تكون ذات بناء بلوري جيد رغم اختلاف درجة انتشارها.

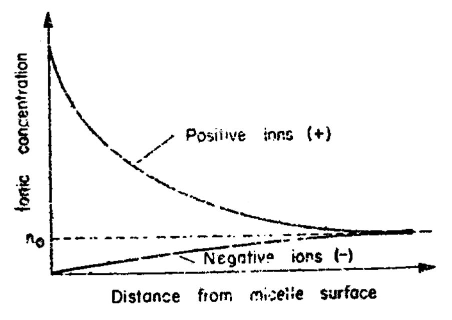
اكثر المعادن الطينية شيوعا هي المعادن الصفائحية الالمنيوسليكاتية، حيث تتكون بلوراتها من وحدتين أسايتين، وتكون رباعية السطوح المتكونة من ذرات الاوكسجين المحاطة بكاتيون مركزي، عادة السليكون Si^{+4} ، أو ثماني السطوح متكونة من ذرات الاوكسجين أو مجموعة الهيدروكسيل المحاطة بكاتيون كبير الحجم، عادة الالمنيوم Al^{+3} او المغنيسيوم Mg^{+2} . ذرات الاوكسجين الرباعية ترتبط من زواياها الأربعة، أو المجاميع ذات السطوح الثمانية ترتبط خلال حوافها عن طريق مشاركتها بذرات الاوكسجين وعليه فالمعادن ذات السطوح الرباعية والثمانية موضحة في الشكل (٢ – ٤).



شكل (٢ – ٤) البناء المثالي لمعادن سليكات الالمنيوم.

ان المعادن الالمنيوسليكاتية تتكون من نوعين أساسيين اعتمادا على نسبة الطبقات الرباعية والثمانية والتي قد تشكل (١ : ١) او (٢ : ١). ان معادن (١ : ١) والمتمثلة بالكاوولونايت، ترتبط عن طريق المشاركة في ذرات الاوكسجين الى الطبقات المفردة الرباعية. أما في معادن (٢ : ١) والمتمثلة بالمونتمور اللونايت، فترتبط بنفس الطريقة

بواسطة طبقتين رباعيتين واحدة في كل جانب. ومن الملاحظ بأن التركيب المثالي لهذه المعادن، يحدث فيها احلال متماثل، حيث يحل الالمنيوم محل السليكون في الطبقات الرباعية واحلال المغنيسيوم محل الالمنيوم في الطبقات الثمانية الأوجه، وعليه يحدث اختلاف في التوازن الداخلي وذلك لحدوث الشحنة السالبة على الجوانب المختلفة للصفيحة. المصدر الثاني لعدم التوازن الحاصل في الشحنات على المعادن الطينية يكون عن طريق الشحنات غير المتكاملة والمتعادلة مع الذرات المرتبطة على حواف الصفائح، وهذه الشحنات تتعادل مع الأسطح الخارجية عن طريق التبادل الأيوني (غالبا ماتكون الكاتيونات) تتركز قرب الأسطح الخارجية للدقائق والتي تنفذ الى المسافات الموجودة بين الصفائح. هذه الكاتيونات هي ليست أجزاء متكاملة في التركيب الطبقي، ويمكن أن تحل او تتبادل بواسطة كاتيونات اخرى. اذن ظاهرة التبادل الكاتيوني تعد ناحية مهمة في فيزياء التربة فضلاعن كيمياء التربة، وبسبب تأثيرها على عمليات حجز (تثبيت) واطلاق (تحرر) المغذيات والاملاح وكذلك تجميع وتفرقة غرويات التربة. دقيقة الطين المتأدرتة (الماسكة لطبقة مائية او اكثر) تشكل غرويات تمتاز بارتفاع الشحنات السالبة فيها والتي تتعادل مع الكاتيونات المعلقة في محلول التربة. سطوح الدقائق والكاتيونات المتعادلة سويتا تشكل الطبقة الكهربائية المزدوجة. الكاتيونات المعلقة في محلول التربة تتكون جزئيا من سطح الدقائق وهذا التوزيع موضح بالشكل (٢ – ٥)، وينتج عن هذا التعادل بين التاثيرات المضادة تجاذب لدقائق الطين ضد الحركة البراونية لجزيئات السائل وينتج تشتت خارجي للكاتيونات نحو المحلول الداخلي، والكاتيونات الموجبة المدمصة نحو دقيقة الطين، والانيونات يحصل لها تنافر او تدمص سلبيا لتشكل خلية في المحلول الداخلي.



شكل (٢ – ٥) توزيع الأيونات الموجبة والسالبة في المحلول مع المسافة عن صفائح الطين الحاملة للشحنة السالبة (n_0) تركيز الايونات في المحلول الظاهري خارج الطبقة الايونية المزدوجة.

كمية الكاتيونات المدمصة على سطوح الدقائق لكل وحدة كتلة من التربة تحت ظروف التعادل الكيميائي تكون ثابتة تقريباوغير معتمدة على نوع الكاتيون ، ويطلق على هذه الظاهرة بالسعة التبادلية الكاتيونية . حيث أن التربة تختلف في سعتها التبادلية الكاتيونية ، والتي قد تكون محصورة بين الصفر– ٠,٦٠ ملمكافئ/ غرام . تختلف المعادن الطينية نوعاما بكثافة سطح الشحنات (كمثال عدد سطوح التبادل لكل وحدة مساحة من سطح الدقائق) ، وتختلف بشكل كبير في مساحة السطح النوعي ، وعليه فتختلف أيضا بالسعة التبادلية الكاتيونية الكلية . المونتمور اللونايت ، له سطح نوعي يقرب من ٨٠٠ م٢/ غم ، ويمتلك سعة تبادلية كاتيونية تقرب من ٠,٩٥ ملمكافئ/ غم ، في حين الكاوولونايت يمتلك سعة تبادلية كايتونية تتراوح من ٠,٠٤ – ٠,٠٩ ملمكافئ/ غم . كبر السطح النوعي للمونتمور اللونايت يعودالى اتساع صفائحه وتمددها ، والتي لم تحصل كما في معدن الكاوولونايت. المعادن الطينية الاخرى (مثل اللايت ، المايكا ، الباليمورسكايت ، الخ) غالبا ولها صفات وسطية تقع بين معدن الكاوولونايت والمونتمور اللونايت .

تجاذب الكاتيونات الى الشحنات السالبة لمعادن الطين الغروية تزداد بزيادة تكافؤ الكاتيون. وعليه ، فالكاتيونات الاحادية تحل بسهولة عند مقارنتها مع الكاتيونات الثنائية والثلاثية . ان الكاتيونات المتميئة ، والتي تميل لأن تكون بعيدة عن السطح ، تكون سهلة الاحلال مع الكاتيونات الأقل تميعا ، وتكون درجة تسلسل الكاتيونات بصورة عامة كما يأتي :

$$Al^{3+} > Ca^{+2} > Mg^{+2} > K^{+} > Na^{+} > Li$$

ان اختلاف الضغط الأزموزي بين الطبقة المزدوجة والمحلول الخارجي ، يتولد ضغط التمدد خاصة عندما يسمح للطين المتمدد ادمصاص الماء ، ويعتمد على الحالة الخاصة بالتميع وتركيب الكاتيونات المتبادلة ، دقائق الطين ربما تتجمع أو تتفرق بصورة عامة التشتت يحدث للكاتيونات الأحادية الشديدة التميع (مثال الصوديوم) وعكسيا ، فالتجمع يحدث في التركيز العالي من المذاب او عند وجود الكاتيونات الثنائية والثلاثية (مثال الكالسيوم والالمنيوم) وعندما تكون الطبقة المزدوجة مضغوطة فيكون تأثير التنافر قليل جدا وبالتالي يحصل التقارب بين أي جسمين من بعضهما كبيرا . مديات قوة

التجاذب الصغيرة (قوة لندن– فاندرفال) والتي تلعب دورا كبيرا، تربط الجسيمات وتشكل كتلة منها. عند جفاف الطين المتشتت يشكل كتلة صلبة وذات كثافة عالية ويحصل التقشر. من جهة ثانية، عند جفاف الطين المتجمع يشكل تجمعات سهلة التفتيت وهشة، وتحت ظروف الأمطار في الحقل، الطين المتشتت سوف يصبح موحلاً (مكونا للأوحال) ذو النفاذية القليلة أكثر تعرضا للتاكل من الطين المتجمع. وعليه فالظروف المرغوبة للترب الطينية هي ظروف التجميع، والتي لايمكن اختلاقها لتشكيل تركيب مثالي.

السطح النوعي وظاهرة الادمصاص

يعرف السطح النوعي للتربة بأنه عبارة عن مساحة السطح الكلية للدقائق لكل وحدة كتلة a_m ، أو لكل وحدة حجم من الدقائق a_v ، او لكل وحدة حجم من التربة الجافة a_b ، والتعبير الرياضي لذلك هو:

$$a_m = A_s / M_s$$
$$a_v = A_s / V_s$$
$$a_b = A_s / V_t$$

حيث أن مساحة السطح الكلية تمثل A_s ، كتلة الدقائق، حجم الدقائق، والحجم الكلي الظاهري يتمثل بـ M_s ، V_s ، V_t .

عادة مايعبر عن السطح النوعي بالمتر المربع لكل غرام (وحدة مساحة لكل وحدة وزن) أو وحدة السنتمتر المكعب (وحدة مساحة لكل وحدة حجم). حيث يعتمد بالدرجة الأساسية على حجم دقائق التربة، في الرمل السطح النوعي ربما يكون أقل من ١ م^{٢} / غم في حين يصل سطح الطين النوعي الى عشرات أو مئات الامتار المربعة لكل غرام. كذلك يعتمد السطح النوعي على شكل الدقائق الخاصة للتربة، فالدقائق المسطحة والطويلة عادة لها سطح نوعي كبير لكل وحدة كتلة. عند مقارنتها بالدقائق الكروية أو المكعبة التي لها نفس معدلات الكتلة. وبسبب ان دقائق الطين صفائحية فيكون لها سطح نوعي كبير عند مقارنتها مع حجم دقيقة الطين نفسها، ومع كل ذلك فان بلورات الطين لها سطح داخلي مثل تلك التي تتكون عند تمدد صفائح المونتمور اللونايت عند دخول الماء بينها.

وعليه يظهر بان التربة لها سطح نوعي يتكون من السطوح الداخلية والخارجية معتمدا على نوع الطين فضلاً عن كميته الكلية ، وبسبب أن معظم صفات التربة تعود لظاهرة السطح الداخلي ، فان السطح النوعي للتربة يكون ذا صلة كبيرة بنوع التربة(علاقة كبيرة) وكصفة يجب دراستها ومعرفتها وقياسها ربما يساعد لمعرفة الأساس في التطور والتنبأ بسلوك التربة. والسطح النوعي غالباً مايرتبط ببعض صفات التربة مثل التبادل الكاتيوني ، جاهزية بعض العناصر، التمدد وبشد الماء تحت الضغوط العالية وكذلك بعض الصفات الميكانيكية الأخرى مثل اللدانة والقوة ولهذا السبب من المحتمل قياسها للتربة لم يكن مثل قياس نسجة التربة بالطرق الاعتيادية والمشهورة لكنها تكون ذات قيمة متعلقة بالأدلة الخاصة بصفات التربة اكثر من نسبة الرمل والغرين والطين في التربة.

طالما ان السطح النوعي يعتمد على شكل وحجم دقائق التربة (اشكال هندسية ثابتة) فيمكن ايجاد المعادلات الخاصة بالاشكال المعدنية لدقائق التربة ، في حالة الدقائق الكروية الشكل ذات نصف القطر، r نلاحظ بأن السطح النوعي على اساس الحجم والكتلة يكون

$$\text{Volum of sphere} = \frac{4}{3} \pi r^3$$

$$\text{mass} = \text{Volume} \times \text{density}$$

$$\text{total surface} = 4\pi r^2$$

اذن السطح النوعي على أساس الحجم يكون مساويا الى

$$a_v = \frac{A_s}{V_s} = \frac{4\pi r^2}{\frac{4}{3} \pi r^3} = \frac{3}{r}$$

أما السطح النوعي على اساس الكتلة فيكون مساويا الى

$$a_m = \frac{A_s}{M_s} = \frac{4\pi r^2}{\frac{4}{3} \pi r^3 \rho_s} = \frac{3}{r \rho_s}$$

وعندما تكون كثافة الدقيقة مساوية الى ٢,٦٥ غم/ سم٣ ، نحصل تقريباعلى سطح نوعي مساوي

$$a_m = \frac{1\cdot 1}{r}$$

اما الدقائق المكعبية الشكل ، فسطحها النوعي على اساس الحجم والكتلة ، عندما يكون طول ضلعها L نلاحظ

Volume of cube = L^3
mass = Volume × density

total surface area = $6L^2$

$$a_v = \frac{6L^2}{L^3} = \frac{6}{L}$$

$$a_m = \frac{6}{\rho_s L}$$

وعليه ، فالتعبير عن الدقائق التي تكون تقريبامتساوية في ابعادها مثل معظم المعادن ، دقائق الغرين تكون متشابه والمعلومات عن احجام توزيع الدقائق المتوزعة يمكن ان تساعدنا في حساب السطح النوعي التقريبي بواسطة معادلة الجمع

$$a_m = \frac{6}{\rho_s} \Sigma \frac{d_i^2}{d_i^3} \times C_i$$

حيث ان C_i تمثل نسبة الدقائق ذات القطر d_i

وعندما تكون $\frac{6}{\rho_s}$ مساويا الى ٢,٣ نحصل على

$$a_m = 2\cdot 3 \, \Sigma \frac{1}{d_i} \times C_i$$

وعند أعتبار أن الدقائق صفائحية ، فيمكن في هذه الحالة أفتراض ان الصفائح تكون بشكل مربع بطول ضلع مقداره L وسمك i نلاحظ بأن السطح النوعي على أساس الحجم والكتلة تكون

$$a_v = (2L^2 + 4L\,i) / L^2 i$$

$$a_m = 2(L + 2i)\,\rho_s\,Li$$

وعندما تكون الصفائح ذات سمك رقيق جداً i يمكن اهمالها مقارنة الى الابعاد L ، وعندما تكون كثافتها الحقيقية ٢,٦٥ غم / سم٣ فعليه

وعليه فالسطح النوعي للطين يمكن تقديره اذا كان $a_m = \frac{2}{\rho_s\, i} = \frac{0.75}{i} cm^2 / gm$ سمك الصفيحة معلوماً ، كمثال سمك الصفائح لمعدن المونتمور اللونايت المعلق يكون تقريباً 10°A (اي مايعادل ١٠-٧ سم) لذلك نجد أن السطح النوعي لهذا المعدن على اساس الكتلة هو $a_m \frac{0.75}{10^{-7}}$ والذي يعادل (٧٥٠ م٢ / غم) يكون نوعاما قريبا من القيمة المقاسة .

ان الطريقة القياسية لتقدير السطح النوعي للمواد الخاصة بالتربة هي بواسطة الادمصاص لبعض الغازات مثل النتروجين. ابسط الطرق التي تعطي نتائج نسبية تكون مستندة على تحرر واطلاق جزيئة عضوية تطبيقية مثل اثيلين كلايكول او اثيلين كليسرول . etheylen glecerol or etheylen glycol .

ظاهرة الادمصاص قد وصفت ١٩٥٣ من قبل deBoer تحت الضغط الواطئ كمية الغاز المدمص لكل وحدة مساحة للسطح المدمص σ_a تكون مرتبطة مع ضغط الغاز P ودرجة الحرارة T وحرارة الادمصاص Q_a كما في المعادلة :

$$\sigma_a = K_1 P \exp\left(\frac{Q_a}{RT}\right)$$

حيث ان R تمثل ثابت الغازات، K_1 تمثل مقدار ثابت ، وعليه فان كمية الأدمصاص تزداد مع الضغط ، لكنها تقل مع الحرارة. نلاحظ بان معادلة لانجميور Langmuir توضح العلاقة بين ضغط وحجم الغاز المدمص لكل غرام من المادة المدمصة ، على التوالي عند درجة الحرارة الثابتة .

$$\frac{P}{V} = \frac{1}{K_2 V_m} + \frac{P}{V_m}$$

حيث ان حجم الغاز المدمص يتمثل بـV_m والذي يكون طبقة أحادية فوق السطح المدمص ويمكن الحصول عليه وذلك من علاقة P/V مع P (الضغط) والسطح النوعي المدمص يمكن حسابه بتقدير عدد الجزيئات في V_m وضربه بواسطة مساحة المقطع العرضي للجزيئات. من الملاحظ بأن معادلة لانجميور تستند على فرضية أدمصاص طبقة مفردة واحدة وان حرارة الأدمصاص تكون ثابتة ومتماثلة خلال العملية.

فرضية برونيور واخرين ١٩٣٨ اشتق ماعرف بمعادلة Brunauer, Emmett, and Teller equation (BET) والتي استندت على فرضية ادمصاص طبقتين كما في المعادلة الاتية:

$$\frac{P}{V(P_0 - P)} = \frac{1}{V_m C} + \frac{(C-1)}{V_m C P_0}P$$

حيث ان V تمثل حجم الغاز المدمص عند الضغط P، V_m حجم الطبقة ذات الجزئيات المفردة المدمصة على سطوح الادمصاص، P_o ضغط الغاز المطلوب لتشبيع الطبقة المفردة عند حرارة التجربة، C ثابت الغاز المعين ويمكن الحصول على V_m من فرضية BET عن طريق رسم العلاقة بين $\frac{P}{V(P_0 - P)}$ مع $\frac{P}{P_0}$. أما كثافة الغاز فعادة ماتفترض على أساس أنها اما على صورة سائل أو غاز صلب.

ان الادمصاص القطبي (مثل الماء) ربما لاينطبق على معادلة BET اولانجميور (والتي تكون متشابهة عند الضغوط الواطئة وبسبب أن الجزيئة أو الايون ربما يميل الى التجمع عند حواف الشحنات بدلامن أن يتوزع بالتساوي على سطح الادمصاص. استعمال مواد مدمصة مختلفة وطرق تكنيكية لقياس السطح النوعي لمواد التربة والذي قد وصف من قبل (Mortland and Kemper، ١٩٦٥).

مثال (١)

دقائق التربة الكروية الشكل نصف قطرها R تسقط لعمق ٢ سم في مدة ساعة في وعاء الترسيب (السلندر). كم تستغرق دقائق مشابه نصف قطرها R كي تستقر عند العمق ١٠ سم؟

من المعلوم لحل هذا المثال الرجوع الى قانون ستوك لترسيب دقائق التربة ، ويلاحظ بأن

$$\text{السرعة} = \frac{\text{المسافة}}{\text{الزمن}}$$

$$\frac{d}{t} = \frac{2}{9} \; \frac{(\rho_s - \rho_l)\, gr^2}{\eta}$$

حدود المعادلة الخاصة لقانون ستوك معرفة في هذا الفصل.

نفترض أن الكثافة الحقيقية لدقائق التربة هي ٢,٦ غم / سم^{٣} وان كثافة الماء هي ١ غم / سم^{٣}

$$\frac{\text{٢٠ سم}}{\text{٣٦٠٠ ثا}} = \frac{٢}{٩} \; \frac{(\text{٢,٦٥ غم / سم}^{٣} - ١)\ \text{٩٨٠ سم}^{٢}\ \text{ثا}^{-٢}\ \text{نق}^{٢}\ (\text{سم}^{٢})}{\text{س}\ (\text{غم سم}^{-١}\ \text{ثا}^{-١})}$$

في الحالة الثانية نلاحظ بأن الوقت اللازم لترسيب دقائق مشابه لعمق ١٠ سم هي

$$\frac{\text{١٠ سم}}{\text{الزمن}} = \frac{٢}{٩} \; \frac{(٢,٦٥ - ١)\ ٩٨٠ \times \left(\frac{R}{4}\right)^{٢}}{\text{س}}$$

$$\text{الزمن} = \frac{\text{٩٠ سم} \times ١٦ \times \text{س}}{١,٦ \times ٩٨٠ \times \text{نق}^{٢}}$$

ومن معرفة كل من اللزوجة ونصف القطر يتم حساب الزمن اللازم لترسيب هذه الدقائق لعمق ١٠ سم.

مثال (٢)

احسب السطح النوعي لدقائق التربة المكعبة الشكل طول ضلعها ١ ، ٠,١ ، ٠,٠٠١ سم. علمابان الكثافة الحقيقية لهذه الدقائق هي ٢,٥ غم/سم^{٣}.

$$a_m = \frac{6}{L\,\rho_s}$$

السطح النوعي للدقائق ذات الطول ٠,١ سم= ٦ ÷ (٠,١ سم × ٢,٥ غم/سم٣) = ٢٤٠ سم٢/غم

... ذات ... = ٦ ÷ (...) × ... = ٢٤٠٠ سم٢ / غم

مثال (٣)

خلال عملية تحليل التوزيع الحجمي لدقائق التربة ، وجد بأن أكبر الدقائق التي حصل عليها خلال ١٠ دقائق ولعمق ١٥ سم لها معدل قطر ٤٠ مكرون ، فعند معرفة كل من كثافة الدقائق ولزوجة السائل . فما هو أكبر قطر للدقائق التي نحصل عليها بطريقة الماصة خلال فترة ساعة واحدة ولنفس العمق (١٥ سم) .

قطر الدقيقية= ٤٠ مكرون= ٠,٠٠٤ ملم= ٤ × ١٠-٢ سم

$$V = \frac{2}{9}\ \frac{(\rho_s - \rho_l)\,gr^2}{\eta}$$

اذا افترضنا ان كثافة الدقائق الحقيقية= ٢,٥ غم / سم٣

كثافة السائل= ١ غم / سم٣

١٥ سم ÷ ٣٦٠٠ ثا = (٢ ÷ ٩) × [(٢,٥ − ١) ٩٨٠ نق٢ ÷ اللزوجة]

نق٢ = (١٥ سم × ٩ × اللزوجة) ÷ (٣٦٠٠ ثا × ٢ × ١,٥ × ٩٨٠)

نق٢ = ١٦,٣ × اللزوجة .



الفصل الثالث
بنـــاء التـربـــة

يمكن تعريف بناء التربة بأنه انتظام لدقائق التربة المختلفة عن طريق ارتباطها مع بعضها البعض بواسطة المواد اللاحمة وباشكال هندسية معينة. وهذا المصطلح يستعمل في بعض الاحيان مع النظم الهندسية للفراغات البينية، وبسبب انتظام دقائق التربة المعقد، لهذا لم تكن هناك طريقة عملية لقياس بناء التربة بصورة مباشرة لذا فظاهرة بناء التربة تكون مستعملة في التعبير النوعي. في الحقيقة ان الطريقة المستعملة لوصف بناء التربة غير المباشرة والتي تقيس بعض الصفات المؤثرة على البناء بدلا من قياس البناء مباشرة هي المتبعة في اغلب الاحيان.

من الملاحظ بان النسجة والسطح النوعي للتربة المعينة يكونان ثابتين على مدى فترات زمنية طويلة مقارنة ببناء التربة المتغير بدرجة كبيرة من وقت لاخر نتيجة لتغير الظروف الطبيعية، النشاطات البايولوجية وادارة التربة وكذلك العمليات الزراعية. ان بناء التربة قد يكون العامل المحدد لانتاجية التربة بسبب تأثيره العالي على محتوى الماء والهواء وكذلك حرارة التربة، التي بدورها تؤثر على انبات البذور، ونمو الجذور وكذلك تأثيرها على العمليات الزراعية مثل الحراثة والري والبزل.

بصورة عامة يمكن تمييز ثلاثة انواع من بناء التربة وهي حبيبات مفردة، حبيبات كتلية وتجمعات من الحبيبات يطلق على البناء الحبيبي. في حالة ان دقائق التربة تكون تماما غير مرتبطة مع بعضها البعض (حبيبات مفردة)، وعندما تكون الدقائق محاطة مع بعضها البعض على هيئة ضخمة نوعا ما يطلق عليها بالبناء الكتلي، وهناك حالة وسطية والتي تكون فيها الدقائق منتظمة على هيئة كتلة صغيرة تعرف بالتجمعات وداخل هذه التجمعات تكون الدقائق نوعا ما ثابتة بواسطة روابط داخلية. ان التجمعات (البناء

التجمعي) يمكن وصفها نوعيا (دليل مسح الترب) وذلك بتحديد شكلها النموذجي (المثالي) للتجمعات (مثل المكعبي ، العمودي والصفائحي) او كميا بواسطة قياس حجمها، وهذه القياسات يمكن عملها اما بواسطة النخل الجاف او النخل الرطب. طريقة النخل الرطب عادة مايتم تنفيذها عندما يكون نموذج التجمعات مغمورا في الماء وتستعمل كدليل على ثباتية التجمعات نحو فاعلية الماء.

حيث ان تشكيل هذه التجمعات وثباتيتها تكون معتمدة بالدرجة الكبيرة على كمية الماء وحالة دقائق الطين وعلى وجود المادة العضوية . ايمرستون وصف الموديل لتجمعات التربة استنادا على الطرق المختلفة التي فيها سيادة لدقائق الطين والمرتبطة معدقائق الكوارتز، الرمل والغرين لتشكل التجمعات الطبيعية (والتي يطلق عليها ب ped) لتشكل جسم التربة.

ان المواد اللاعضوية المختلفة مثل الغرويات المتميعة للحديد واكاسيد الالمنيوم اضافة لكاربونات الكالسيوم وكذلك المواد العضوية خاصة الاكثر ثباتية (الهيومس) والناتجة من تحلل بقايا النبات والحيوان تؤدي الى تكوين تجمعات تربة ثابتة .

وعندما يحصل تفكيك لطين التربة تحت تأثير تبادل الصوديوم ، يحدث انهيار لتجمعات التربة. تجمعات التربة الضعيفة ، بتأثير الماء يحصل لها تكسر وتحطم بفعل ظواهر التمدد، الانكماش، تكون الثلج ، قطرات المطر، عمليات الحراثة المتكررة والرص وتأثير كل ذلك على عملية التعرية. من جهة ثانية ، النمو المتقارب للنباتات الحولية التي لها نظام جذري كثيف مثل الحشائش تشجع على تكوين مجاميع تربة جيدة. بصورة عامة حدوث تكسر لتجمعات التربة في طبقات التربة السطحية، والتي تكون ضمن نطاق الحقل الزراعي تكون معرضة لفعل قطرات الماء، ويحصل لها انضغاط بفعل العمليات الزراعية وينتج عن ذلك في النهاية تشكيل قشرة متصلبة ذات كثافة عالية، والتي تعكس تأثير نفوذية الماء وتبادل الغاز الحر وتعيق من نمو البادرات .

أ- تصنيف بناء التربة

أ- التصنيف المعتمد على حجم، شكل، خصائص وصفات التجمعات

لقد اقترح هذا التصنيف الخاص ببناء التربة اعتمادا على اشكال وحجوم التجمعات

وكذلك الخصائص المتعلقة بالسطح النوعي لهذه التجمعات والكتل من قبل (Zakharov ، ١٩٣٧). حيث تمكن من تمييز الأشكال الرئيسية لبناء دقائق التربة والتي تشمل

١- البناء المكعبي Cubelike structure ، وهذا النوع من البناء تكون فيه الدقائق الثانوية على هيئة مكعب وذات اضلاع متساوية على طول المحاور الثلاثة.

٢- البناء المنشوري Prismlike structure ، والذي تكون فيه الدقائق الثانوية طولية الشكل في اتجاه المحور العمودي مشكلة بذلك هيئة موشورية.

٣- البناء الصفائحي Platelikestruture ، والذي تكون فيه الدقائق الثانوية على هيئة وحدات قصيرة في اتجاه المحور العمودي ومتسعة بدرجة اكبر في اتجاه المحور الافقي.

لذلك يلاحظ بان البناء الواقع ضمن الانواع الاساسية السابقة الذكر يمكن تمييزه استنادا على خصائص الأوجه والحواف غير الواضحتين وكذلك الوحدات البنائية ذات الاوجه والحواف الواضحة والمتميزة. اما لأغراض وصف البناء حقليا ، يلاحظ بان اعضاء فرقة مسح الترب اعتمدوا على الظواهر الاساسية التي وصفها(Nikiforoff ، ١٩٤١) لتطوير التصنيف الخاص ببناء التربة حقليا وهذا التصنيف يستند على: ١- نوع البناء المقدر بواسطة شكل وانتظام الكتل، ٢- حجم الكتل ٣- وكذلك درجة البناء المقدر بمدى وضوح هذه الكتل ، والموضحة في الجدول (٣-١).

جدول (٣ – ١) تصنيف بناء التربة استنادا على هيئة مسح التربة (١٩٥١) واعتماداً على حجم الكتل

الصنف – حجم الكتل	صفائحي	المنشوري	العمودي	المكعبي	المكعبي الزاوي	الحبيبي	الكتلي
١ – ناعم جداً او رقيق جداً	اقل من ١ ملم	اقل من ١٠ ملم	اقل من ١٠ ملم	اقل من ٥ ملم	اقل من ٥ ملم	اقل من ١ ملم	١ ملم
٢ – ناعم او رقيق	١ – ٢ ملم	١٠ – ٢٠ ملم	١٠ – ٢٠ ملم	٥ – ١٠ ملم	٥ – ١٠ ملم	١ – ٢ ملم	١ – ٢ ملم
٣ – متوسط	٢ – ٥ ملم	٢٠ – ٥٠ ملم	١٠ – ٢٠ ملم	١٠ – ٢٠ ملم	١٠ – ٢٠ ملم	٢ – ٥ ملم	٢ – ٥ ملم
٤ – خشن او سميك	٥ – ١٠ ملم	٥٠ – ١٠٠ ملم	٥٠ – ١٠٠ ملم	٢٠ – ٥٠ ملم	٢٠ – ٥٠ ملم	٥ – ١٠ ملم	—
٥ – خشن جداً او سميك جداً	اكبر من ١٠ ملم	اكبر من ١٠٠ ملم	اكبر من ١٠٠ ملم	اكبر من ٥٠ ملم	اكبر من ٥٠ ملم	اكبر من ١٠ ملم	—

الدرجة – متانة الكتلة

١ – صفر – عديم البناء غير تجمعي او منتظم متسلسل
٢ – ضعيف – ضعيف التشكيل ، وغير متصلب ويتكسر الى كتل صغيرة وغير متجمعة .
٣ – متوسط – تشكيل جيد ، متوسط الصلابة ويتكسر الى كتل غير متجمعة .
٤ – قوي – تشكيل ، متصلبة بدرجة ضعيفة مع بعضها البعض وتتكسر الى كتل متكاملة .

جدول (٣ - ٢). مستويات التصنيف لبناء التربة (عن Brewer, 1964) .

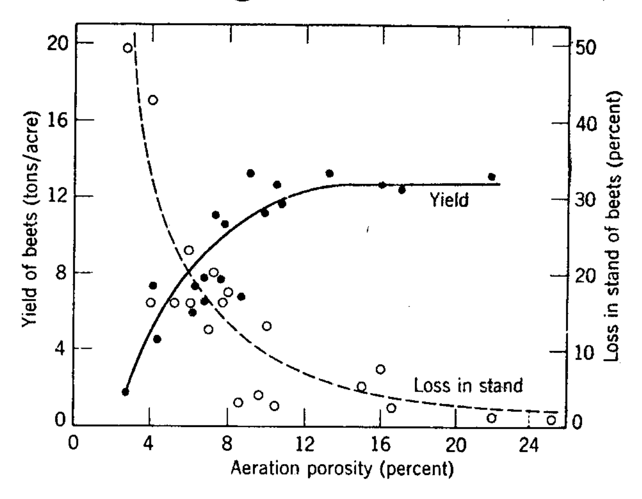
مستوى البناء	وصف المكونات
أ - انتظام الوحدات الاساسية	الحجم والشكل وانتظام الموشور، الحبيبات والفراغات المرتبطة .
١ - البناء المنشوري	الحجم والشكل وانتظام الموشور، الحبيبات والفراغ في الكتل البدائية لمواد التربة متضمنة الظواهر البيولوجية
٢ - البناء الاولي	تكامل الحجم والشكل وانتظام جميع الظواهر البيولوجية والمكونة شبكة على هيئة عدد البناء الاساسي .
٣ - البناء الابتدائي	تكامل صفات الحجم والشكل والانتظام المعين للظواهر البيولوجية والبناء الاساسي
ب - النظام بين الكتل	
١ - البناء الثانوي	الحجم والشكل وانتظام الكتل الاولية والفراغات وارتباط الظواهر البيولوجية في مواد التربة
٢ - البناء الثلاثي	الحجم والشكل وانتظام الكتل الثانوية (الكتل المركبة الناتجة من ارتباط الكتل الاولية) وارتباط الظواهر البيولجية مع الفراغات .

من هذا يلاحظ بان نعومة وملمس التربة (هشاشية) تطلق على انتظام الدقائق الاولية والثانوية مع بعضها البعض واحتوائها على المسام ، بينما هيكل التربة يتضمن الدقائق المعدنية المنفردة وكذلك المواد العضوية المقاومة للتحلل والتي يكون قطرها اكبر من الدقائق الغروية . اما البلازما فتكون عبارة عن مواد التربة المتحركة في التربة والتي تكون نشطة بدرجة عالية وتتكون من المعادن الاولية والغرويات العضوية . ان انتظام الكتل تسلك مستويات من التنظيم معتمدا على حجم وشكل الكتل البسيطة ، وهذه الكتل الاولية لاتتكسر الى كتل صغيرة تكون وحدة اساسية لعملية الوصف . اما في حالة التربة غير الحاوية على الكتل ، فمواد التربة تكون وحدة اساسية عند الوصف .

٢- بناء التربة ونمو النبات :

تعد التربة البيئة المناسبة لبزوغ البادرات ونمو النبات وتطوره في جميع مراحل النمو الجذري . حيث ان التربة لاتكون مسؤولة فقط عن تزويد النبات بما يحتاجه من عناصر غذائية لازمة لاكمال العمليات الحيوية لكنها تزوده بالماء والهواء اللازم لاداء وظائفه . يلاحظ بان امتصاص العناصر الغذائية من التربة يكون محددا بنقصان وزيادة كمية الماء في التربة.

ان زيادة الكثافة الظاهرية ونقصان التهوية لاتؤثر فقط على تكاثر الجذور وامتصاصها للعناصر الغذائية والماء بل تؤثر على نشاط الاحياء الدقيقة ، ونتيجة لذلك فان البناء غير الجيد للتربة يكون عاملا محددا في انتاج المحاصيل ويجب اخذه بنظر الاعتبار كعامل محدد لخصوبة التربة . ان تاثير البناء الضعيف (غير الجيد) على انتاج المحاصيل موضح بصورة جيدة في الشكل (٣- ١) ، والذي يبين علاقة حاصل البنجر السكري مع تهوية التربة الطينية الثقيلة والمضاف اليها كميات مختلفة من المادة العضوية (Baver و Farnsworth ، ١٩٤٠) . يوضح الشكل بان التهوية الكافية تقلل من اضطجاع البنجر السكري طبقا للاصابة بالفطريات السوداء ، حيث ان التاثير المؤذي لهذه الاحياء يختفي عند زيادة المسامية الهوائية عن ١٠٪ ، ومن هذه العلاقة يلاحظ ايضا بان حاصل البنجر يثبت عند زيادة التهوية ، اعلى حاصل يمكن الوصول اليه عند حدود التهوية ١٠٪ وهذا لايؤثر على كمية الحاصل بل على ارتفاع نسبة السكر في حاصل البنجر.

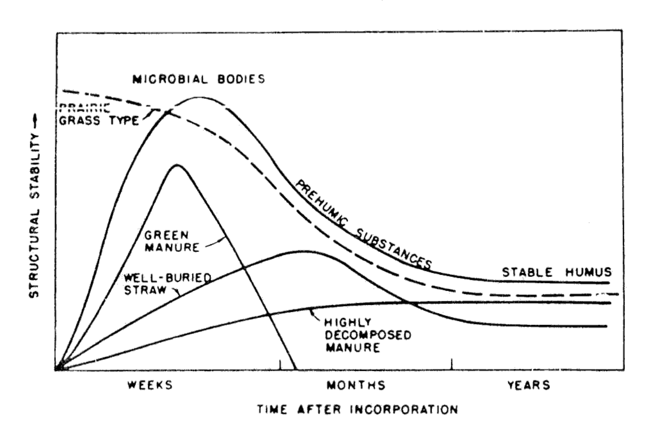


شكل (٣ - ١) علاقة المسامية (التهوية) بانتاج حاصل البنجر السكري (عن Baver ، ١٩٤٠) .

ان التهوية الجيدة تقلل من النتروجين الممتص من قبل النبات ، حيث يقاسي النبات من قلة التغذية بعد توفير التهوية الجيدة للتربة .

٣- ثباتية تجمعات التربة :

عند تقييم تجمعات التربة يلاحظ بان التوزيع الحجمي لهذه التجمعات ، كميتها وثباتية هذه التجمعات من اهم العوامل التي تؤخذ بنظر الاعتبار عند تقدير كمية وتوزيع المسام البينية المرتبطة مع هذه التجمعات ومقاومتها لفعل العوامل المؤثرة عليها والتي تشمل التعرية المائية والريحية . ان ثباتية التجمعات تكون متغيرة باستمرار مع تغير اضافة المادة العضوية والمتحللة ، حيث ان المواد اللاحمة والتي تكون تجمعات ثابتة تتهدم فيما بعد لتكون تجمعات اقل ثباتية وبالنهاية تغير ثباتية التجمعات مع الزمن بعد تحلل وهدم المادة العضوية موضحة في الشكل (٣- ٢) . يلاحظ من الشكل بان ثباتية التجمعات تكون مستندة على اختلاف درجة تهدم التجمعات وتحطمها بفعل الماء ، الكحول والبنزين ، ذروة المنحني توضح التجمعات المتحصل عليها بواسطة أجسام الكائنات الحية في التربة والذي يعود بالدرجة الاساسية الى زيادة كثافة النشاط البايولوجي خلال هذه الفترة والذي يؤدي الى الربط الميكانيكي عن طريق هايفات الفطريات والاكيتنومايستس وبعض الخلايا البكتيرية . وهذا النوع من الثباتية يكون وقتيا وذلك لان الهايفات والخلايا تضمحل عند قلة كثافة النشاط البايولوجي . ان النشاط النوعي لهذه المواد العضوية في



شكل (٣ - ٢) تأثير المادة العضوية في ثباتية تجمعات التربة (عن Monnier, 1975) .

ثباتية البناء والتجمعات تكون اقل لكن التجمعات المتكونة تكون مقاومة لفترة طويلة ومن هذه المواد التي يطلق عليها بريهيومك والتي تشمل السكريات المتعددة والمواد المشابه لها والتي تتعرض الى تحولات بايولوجية بطيئة ، يحدث نقصان في معدل تحلل المواد والذي يرتبط بتاثيره على ثباتية التجمعات . ان المرحلة النهائية لثباتية التجمعات تعتمد على ثبات الهيومس المتكون . يجب ملاحظة ان الاسمدة الخضراء التي تكون جاهزة للتحليل ولها نسبة واطئة من C / N تظهر ذروة حادة خلال النشاط المركز عند التحلل وتنخفض الى الصفر في وقت قصير.

اما مخلفات القش لاتخضع الى التحلل البايولوجي وذلك لكون ان نسبة الكاربون الى النتروجين عالية وقلة نشاط الفطريات . ان المخلفات الخضراء ذات درجة التحلل العالية والتي تعرضت الى تحلل بايولوجي لم تظهر ذروة جيدة في المنحني ، لذلك نلاحظ بان ثباتية التجمعات تعد دالة مركبات الهيومك . ان جذور الاعشاب البرية ينتج عنها ثباتية تجمعات عالية قبل قلب مخلفاتها في التربة وينتج ذلك من التحولات البايولوجية والمرحلة النهائية من نواتج الهيومس المتكون .

٣- طرق تحليل تجمعات التربة والتعبير عن نتائجها

تهدف عملية تحليل تجمعات التربة الى قياس نسبة الدقائق الثانوية المقاومة لفعل الماء او الرياح في التربة وكذلك فعل الفصل الميكانيكي للتجمعات الناتجة من ارتباط المفصولات الصغيرة الحجم عند تكوينها مفصولات كبيرة الحجم . بصورة عامة هناك ثلاث طرق يمكن اتباعها عند تحليل تجمعات التربة وثباتيتها تشمل النخل الرطب والجاف ، استعمال الهواء ، وطريقة الترسيب . من الطرق المباشرة والمستعملة في الحقل لتقدير توزيع التجمعات والكتل هي طريقة النخل الجاف (Cole ، ١٩٣٩) والتي اعطت صورة واضحة لثباتية التجمعات الخاصة بالترب الجافة لمنطقة كاليفورنيا عند مقارنتها مع طريقة النخل الرطب وذلك بسبب ضعف ارتباط التجمعات في ظروف التبلل عند مقارنتها مع الفعل الميكانيكي لعملية النخل والتي تؤدي الى تحطيم التجمعات . يلاحظ بان هناك بعض المشاكل التي قد تؤدي الى انسداد فتحات المنخل عند اتباع هذه الطريقة ، وللتغلب على مثل هذه المشاكل استخدمت المناخل الدوارة (Chepil ، ١٩٦٢) . ان النخل الجاف للتجمعات يكون دليلا مهما لتوضيح صفة مقاومة التجمعات في التربة للتعرية الريحية . اما عملية النخل الرطب فتعد من الطرق المعروفة لقياس تجمعات

التربة (Tiulin , ١٩٢٨) حيث تعتمد هذه الطريقة على الترطيب البطئ لنموذج التربة بواسطة الخاصية الشعرية لمدة ٣٠ دقيقة وبعدها تنقل الى سلسلة من المناخل المغمورة بالماء ، حيث يتم رفع المناخل ببطء في الماء بحدود ٣٠ مرة ويقدر وزن التربة المتبقية مع كل منخل ، ان المنخل الموجود في قاع هذه السلسلة له فتحات سعتها ٠,٢٥ ملم . بعد ذلك تطورت طريقة ميكانيكية لرفع وخفض المناخل او توماتيكيا خلال مسافة ٢ تقريبا ٣٠ ذبذبة في الدقيقة لمدة ٣٠ دقيقة ، ولهذا حورت طريقة المناخل الرطبة لفصل التجمعات الكبيرة والتي يمكنها فصل التجمعات لحد ٠,١ ملم وكذلك ٠,٢٥٠٠ ملم.

تعدمشكلة ترطيب نموذج التربة من المشاكل الكبيرة لطريقة النخل الرطب وذلك لان التجفيف الهوائي يقلل من نسبة التجمعات الكبيرة على حساب التجمعات الصغيرة الحجم (Russell ، ١٩٣٨) وهذا التاثير يكون كبيرا ومتركزا في عملية التجفيف . كلما كانت سرعة ترطيب نموذج التربة كبيرة تكون اكثر عرضة لتحطيم التجمعات الكبيرة ، غمر التربة بالماء تسبب اكثر تحطيا للتجمعات اكثر من الترطيب بواسطة الخاصية الشعرية . اما عملية رش الماء على هيئة رذاذ الى التجمعات ينتج عنها تحطيم قليل للتجمعات في الطرق المذكورة . اما عند ترطيب النموذج تحت التفريغ يمكن حل المشكلة السابقة وهذا التاثير يتم بمعاملة التجمعات مع ايثايل الكحول ليحل محل الهواء قبل عملية النخل الرطب (Kemper و Chepil ، ١٩٦٥) . ربما يستعمل الهواء لفصل التجمعات ذات الأقطار المحصورة بين ١ - ٠,٠٢ ملم وتكون مفيدة خاصة في حالة الفصل تحت المستويات التي لايمكن فصلها بواسطة النخل الرطب (Baver و Rhoades ١٩٣٢).

بينما يتم استخدام طريقة الترسيب لتقدير توزيع التجمعات في المفصولات الناعمة والتي لايمكن فصلها باستعمال المناخل وتكون محددة لاحجام التجمعات الاصغر من ١ ملم . ويمكن استخدام اما طريقة الماصة او الهيدروميتر لعملية الفصل وهناك بعض الصعوبات في حالة الفصل باستخدام طريقة الترسيب وهي اختلاف كثافة التجمعات خاصة بالنسبة للدقائق الثانوية الكبيرة وكذلك حدوث تجميع للمفصولات خلال عملية الترسيب وذلك لحركة التجمعات الكبيرة نحو الاسفل.

اما بالنسبة لطريقة التعبير عن تجمعات التربة فهناك عدة طرق يمكن اتباعها ويمكن تسمية حالة التجمعات لتمييز نسب التجمعات ، والتي تكون اكبر من بعض الحجوم المعينة من وزن التربة المحدد . حيث يلاحظ بان الترب الرملية لاتحتوي على تجمعات مثل احتواء الترب الغرينية المزيجية والمحببة جيدا ، ومن الممكن لجميع الدقائق الغرينية والطينية في الترب ذات النسجة الخشنة ان توجد على هيئة تجمعات . ولفرض قياس نسبة

التجمعات للمفصولات الناعمة ، فالقيمة المستعملة يحصل عليها بقسمة نسبة التجمعات التي تكون اكبر من الحجم (٠,٠٥ - ٠,١ ملم) في التربة الى نسبة المفصولات الاصغر من هذا الحجم وهذا مايعطي درجة التجمعات للدقائق الصغيرة وهذا مايوضح نسبة الدقائق الاصغر من الحجم المعين والذي يكون متجمعا في وحدات ثابتة اكبر من هذا الحجم . استخدم (Van Bavel ، ١٩٤٩) اصطلاح معدل القطر الموزون (MWD) mean weight diameter كدليل للتعبير عن التجمعات وذلك عن طريق ضرب نسبة وزن المفصولات المعينة Wi لحجم مفصولات التجمعات بمعدل قطر هذه المفصولات ($\bar{X}_i$) وحاصل جمع هذه المفصولات لجميع احجام اجزائها يعطي معدل القطر الموزون .

$$MWD = \sum_{i=1}^{n} \bar{X}_i W_i$$

لقد استخدم ايضا معدل القطر الهندسي geometric meandiameter (GMD) كدليل للتعبير عن تجمعات التربة (Mazurak ، ١٩٥٠) وفي هذه الحالة يضرب وزن التجمعات في الحجم المعين من حجم المفصولات بلوغاريتم معدل قطر المفصولات وحاصل جمع المفصولات لجميع احجام المفصولات يقسم على وزن نموذج التربة ومنها يحصل على GMD .

$$GMD = \exp\left[\frac{\sum_{i=1}^{n} W_i \log \bar{X}_i}{\sum_{i=1}^{n} W_i}\right]$$

حيث تمثل W_i وزن التجمعات ضمن الحجم الذي له معدل قطر $\bar{X}_i$, $\sum_{i=1}^{n} W_i$ تمثل الوزن الكلي لنموذج التربة .

٤- طرق تقييم ثباتية تجمعات التربة :

هناك عدة طرق يمكن من خلالها التعبير عن ثباتية التجمعات والتي تشمل :

١ - الثباتية ضد الهدم خلال النخل الرطب .
٢- الثباتية ضد تصادم قطرات مياه الامطار.
٣- الثباتية ضد التمزق خلال الغسل بالمحلول المخفف لكلوريد الصوديوم .
٤- الثباتية ضد الغمر عند معاملة النموذج بمحلول كحولي او السوائل العضوية .

ان طريقة النخل الرطب استعملت بدرجة كبيرة لتقدير التوزيع الحجمي للتجمعات وثباتيتها . ان ثباتية التجمعات يمكن تقييمها بعدة طرق عند استخدام هذا التكنيك.لقد

وجد كل من Russall و Feng ١٩٤٧ علاقة بين ثباتية التجمعات وطول فترة التذبذب بانها دالة اسية عند تذبذب التجمعات في المناخل العمودية بالماء لفترات زمنية مختلفة والعلاقة موضحة في المعادلة :

$$\log W = a - b \log \ T$$

حيث تمثل W وزن التجمعات الثابتة في الماء ، T زمن التذبذب ، a هي لوغاريتم وزن النموذج عندما يكون زمن التذبذب صفر والتي يطلق عليها الثباتية الابتدائية ، b هي انحدار المنحني الخطي والذي يطلق عليه بمعدل التفرقة . فالتربة ذات الثباتية الابتدائية العالية ومعدل التفرقة الواطئ لها تجمعات ثابتة . يلاحظ ان التغير في معدل القطر الموزون من النخل الجاف الى النخل الرطب يمكن ايضا ان يتصف بالتجمعات الثابتة . ان الثباتية يمكن ان تقدر بواسطة ترطيب التجمعات ذات الاقطار ١ – ٢ ملم تحت المفرغة ، وبعدها توضع تحت المنخل الرطب خلال منافذ بقطر ٢٥ , ٠ ملم لفترة ٥ دقائق وبعدها يطرح وزن كمية الرمل في التجمعات الباقية على الفتحات(Kemper ، ١٩٦٥) . ان فعل قطرات المطر على تفرقة التجمعات يكون واضحا في طريقة قطرات الماء (McCalla ، ١٩٤٤) والثباتية تقدر عن طريق عدد قطرات الماء ذات الاقطار ٧, ٤ ملم التي تسقط من ارتفاع ٣٠ سم على كتلة التربة والتي تحتاج لاكمال تحطم كتلتها . اما Emerson ، ١٩٥٤ فقد قدر ثباتية التجمعات لكتلة التربة عن طريق تقدير تركيز كلوريد الصوديوم والذي ادى الى تفرقة تجمعات التربة وجعلها عديمة النفاذية ، حيث ان كتلة التربة قد رطبت تحت جهد الشد ١٥ سم من ٠,٥ بمحلول كلوريد الصوديوم وبعدها غسلت بنفس المحلول لغرض الاحلال التام بالكاتيونات الموجبة . يلاحظ بان التركيز الذي أدى الى تفرقة كتل التربة ، وعندما كانت النفاذية صفر يطلق عليه بالتركيز الحرج والذي يكون دليلا على ثباتية التجمعات ، حيث ان التركيز الواطئ يعطي اعلى ثباتية (مثال ذلك ان التركيز الحرج في التربة التي لم تسمد كان ٠,٠٣٤ ع واما في التربة المسمدة كان ٠,٠٠٥ ع في حين نجد التربة الحاوية على حشائش دائمية كان ٠,٠٠٣ ع)وعند تقدير مايحتاجه التركيز المفرد من كلوريد الصوديوم ،لوحظ بان ٠,٠٥ ع كان كافيا ليس فقط لارتباط التجمعات بل كان واطئا بدرجة لتقليل النفاذية . ان دليل الالتصاق او ثباتية التجمعات يكون مساويا الى نسبة $\frac{K_2}{K_1}$ حيث ان K_1 هي النفاذية البدائية لكتلة التربة قبل غسلها بثلاث التار من كلوريد الصوديوم ذو العيارية ٠,٠٥ع ، K_2 تمثل النفاذية النهائية بعد الغسل . ان معاملة التربة بالكحول والذي يؤدي الى احلال الهواء في المسام ليحد من ظاهرة التمدد . اما البنزين يقلل من ترطيب التجمعات كما هي مثبتة

بواسطة المادة العضوية عند مقارنتها بالترب الغنية في الطين . بينما الكحول يسلك سلوك الترب ذات النسبة العالية من التجمعات (مثال ذلك الترب غير المعاملة اعطت قيم مقدارها ٢,٤٢ ، ٨٨, ٦ و ١,٣٦ كنسبة مئوية للتجمعات الاقل من ٠,٢ ملم على التوالي عند عدم معاملتها بالكحول او البنزين على التوالي) . في حين ان القيم للترب المعاملة بالاسمدة الخضراء كانت ٥,٣٢ ، ٥,١١ ، ٥,٦٩ ٪ . لذلك فدليل الثباتية يمكن تقديره بالاعتماد على المعادلة الاتية :

$$S = \frac{A + L}{\left(\frac{A_{a1} + A_{air} + A_b}{3}\right) - 0{\cdot}9\,(SG)}$$

حيث تمثل $A + L$ اقصى كمية للدقائق ذات الاقطار الاكبر من ٠,٠٠٢ والتي يتحصل عليها من نخل التجمعات الاقل من ٠,٢ ملم ، A_{al} و A_{air} و A_b هي التجمعات المعاملة بالكحول وغير المعاملة والمعاملة بالبنزين على التوالي ، SG تمثل دقائق الرمل الخشنة في نموذج التربة S تمثل دليل ثباتية التجمعات . لقد حصل على معامل ارتباط سالب وخطيا بين لوغاريتم S (ثباتية التجمعات) ولوغاريتم K (حيث ان K تمثل نفاذية التجمعات) .

مثال (١)

احسب معدل وزن أقطار تركيب التجمعات من البيانات الموضحة في الجدول الأتي ، مع العلم أن النسبة المئوية لهذه البيانات تمثل كتلة الأجزاء الجافة من التربة لكل مدى من مديات هذه الأقطار.

مديات اقطار التجمعات (ملم)	النخل الجاف (نسبة مئوية)		النخل الرطب (نسبة مئوية)	
	الترب البكر	الترب المحروثة	الترب البكر	الترب المحروثة
صفر – ٠,٥	١٠	٢٥	٣٠	٥٠
٠,٥ – ١,٠	١٠	٢٥	١٥	٢٥
١,٠ – ٢,٠	١٥	١٥	١٥	١٥
٢,٠ – ٥,٠	١٥	١٥	١٥	٥
٥,٠ – ١٠,٠	٢٠	١٠	١٥	٤
١٠,٠ – ٢٠,٠	٢٠	٧	٥	١
٢٠,٠ – ٥٠,٠	١٠	٣	٥	صفر

مديات أقطار التجمعات صفر– ٠,٥ ٠,٥ – ١ ١ – ٢ ٢ – ٥ ٥ – ١٠ ١٠ – ٢٠ ٢٠ – ٥٠

المعدل ٠,٢٥ ٠,٧٥ ١,٥ ٣,٥ ٧,٥ ١٥ ٣٥

نطبق المعادلة الاتية لحساب معدل وزن اقطار التجمعات

$$MWD = X = \sum_{i=1}^{i=n} \bar{X}_i W_i$$

الحالة الاولى بالنسبة للنخل الجاف/ الترب البكر

معدل القطر الموزون = (٠,٢٥ × ٠,١) + (٠,٧٥ × ٠,١) + (١,٥ × ٠,١٥) + (٣,٥ × ٠,١٥) + (٧,٥ × ٠,٢) + (١٥ × ٠,٢) + (٣٥ × ٠,١)

= ٨,٨٥ ملم

الحالة الثانية بالنسبة للنخل الجاف / الترب المحروثة

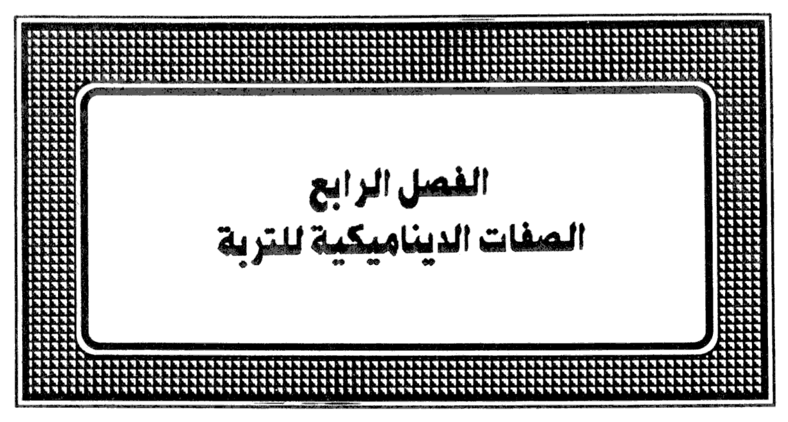
معدل القطر الموزون= (٠,٢٥ × ٠,٢٥) + (٠,٧٥ × ٠,٢٥) + (١,٥ × ٠,١٥)
+ (٣,٥ × ٠,١٥) + (٧,٥ × ٠,١) + (١٥ × ٠,٠٧) + (٣٥ ×
٠,٠٣)
= ٤,٣٠ ملم

الحالة الثالثة بالنسبة للنخل الرطب / الترب البكر

معدل القطر الموزون= (٠,٢٥ × ٠,٣) + (٠,٧٥ × ٠,١٥) + (١,٥ × ٠,١٥) +
(٣,٥ × ٠,١٥) + (٣,٥ × ٠,١٥) + (٠,١٥ × ٠,٠٥) + (٣٥ +
٠,٠٥)
= ٤,٥٦ ملم

الحالة الرابعة بالنسبة للنخل الرطب / الترب المحروثة

معدل القطر الموزون= (٠,٢٥ × ٠,٥) + (٠,٧٥ × ٠,٢٥) + (١,٥ × ٠,١٥) +
(٣,٥ × ٠,٠٥) + (٧,٥ × ٠,٠٤) + (١٥ × ٠,٠١) + (٣٥ × صفر)
= ١,١٦ ملم



تعود الصفات الديناميكية للتربة الى سلوك التربة تحت تأثير الجهد أو القوة المسلطة عليها وهي تلك الصفات التي تعبر عن حركة التربة الناتجةعن القوة الخارجية المسلطة.

١ – قوام التربة Soil Consistancy

يمكن تعريف قوام التربة بأنها ظاهرة تعيين القوة الفيزيائية لكل من التلاصق والتماسك والتى تحدث للتربة عند المستويات الرطوبية المختلفة، وتشمل هذه الظواهر سلوكها نحو الجذب، الضغط، الدفع والسحب. وكذلك ميل وقابلية كتلة التربة للالتصاق بالأجسام والمواد الغريبة. ان ظواهر قوام التربة تشمل مقاومتها للرص والانضغاط، جهد القص، نعومة وهشاشية التربة، اللدانة وسيولة التربة، وجميع هذه الخصائص المختلفة تظهر نتيجة لقوة التلاصق والتماسك المختلفة ضمن كتلة التربة.

أ – اشكال قوام التربة

اقترح Atterbery، ١٩١٢ أربعة أشكال لقوام التربة والمتضمنة للحالات اللزجة وهذه الاشكال تشمل:

١ – القوام اللزج sticky Consistancy : الذي يتظاهر بصفة اللزوجة أو التلاصق مع مختلف الأجسام.

٢ – القوام اللدن Plastic Consistancy : الذي يحمل صفات الصلابة والقدرة على التشكيل.

٣- القوام الأملس Soft Consistancy : الذي يتصف بكونه هشا وناعما .
٤- القوام الصلب Harsh Consistancy : الذي يتصف بكونه صلبا وقويا .

يلاحظ عند المحتوى الرطوبي الواطئ بان التربة تكون صلبة ومتماسكة وذلك بسبب تأثير المواد اللاصقة بين الدقائق الجافة ، وتتكون الكتل الكبيرة عند حراثة التربة تحت هذه الظروف . أما عند زيادة المحتوى الرطوبي ، فجزيئات الماء تدمص على سطوح دقائق التربة ويقل تماسكها وتكون هشة ، القوام الاملس يوضح مديات المحتوى الرطوبي للتربة والتي عندها يمكن اجراء الحراثة دون تكوين الكتل الكبيرة ، أما عند زيادة المحتوى الرطوبي يقل تماسك الأغشية المائية حول الدقائق مما يجعل التربة لزجة وبعدها تصبح لدنة وتكون الأوحال في هذه المديات من الرطوبة .

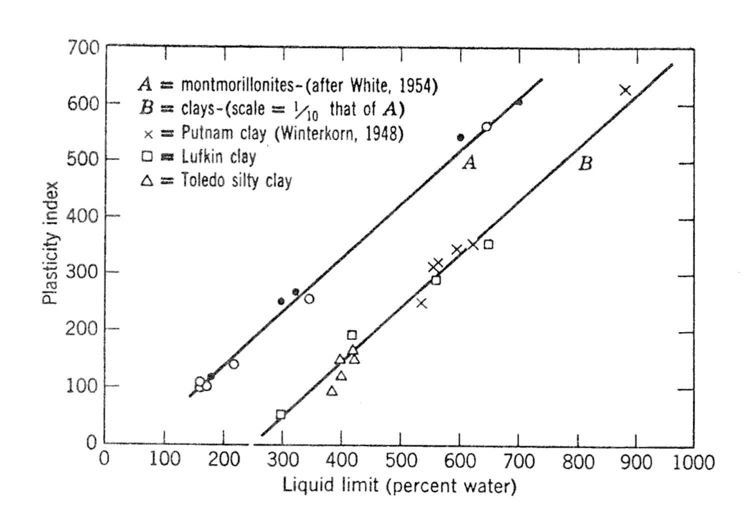
٢–حدود أتربرج

ان حدود اللدانة توضح التغير الحاصل في المحتوى الرطوبي بين القوام الأملس والناعم الى الحالة اللدنة ، والممثلة لأدنى نسبة مئوية في رطوبة التربة والتي يمكنها تكوين الأوحال . ان التحويرات الحاصلة في دقائق التربة نتيجة لانزلاق الدقائق فوق بعضها البعض عند اضافة الماء الكافي لتشكيل الأغلفة المائية يعتمد على كمية وطبيعة المواد الغروية الموجودة في التربة . ان كمية الماء الموجودة في التربة عندما تكون التربة عند حدود اللدانة تكون عند الشد المحصور تصل بين ٦٦٦– ٢٠٠٠ سم ماء ، حيث يعد الشد السطحي عاملا مؤثرا لاحداث التلاصق للتربة ، أما عند زيادة سمك الأغلفة المائية حول دقائق التربة والتي عندها يقل التلاصق يحدث الجريان بمجرد تسليط أي قوة عليها وتدخل ضمن حدود السيولة ، وتعتمد على عدد الاغلفة المائية الموجودة والتي تشغل الجزء الاكبر من المسامات البينية Greacen ، ١٩٦٠ . ان دليل اللدانة يعد قياساغير مباشر للقوة اللازمة لتكوين أشكال من التربة ويعد دالة لعدد الأغلفة المائية والممثلة لكمية الماء الواجب اضافته لنظام التربة لغرض زيادة المسافة بين الدقائق كما موضحا في المعادلة الاتية لحساب قوة التلاصق بين الدقائق :

$$F = \frac{4\pi\, rk\sigma \cos\alpha}{d}$$

حيث ان F تمثل قوة التلاصق للأغلفة المائية بين دقيقتين من التربة ، K مقدار ثابت r هي نصف قطر الدقائق ، σ هي الشد السطحي ، α زاوية التلامس بين الماء ودقائق التربة وغالبا ما تفترض أنها مساوية للصفر ، d تمثل المسافة بين الدقائق .

ويحدث الجريان عند هذه الحدود بسبب زيادة سمك الاغلفة المائية . يتضح من ذلك بأن هناك علاقة مباشرة بين دليل اللدانة وحد السيولة كما موضحة في الشكل (٤ – ١) ، يتضح من الشكل بأن المنحني الخاص بمعدن المونتمور اللونايت بين نموذجين مختلفين مشبعين بكاتيونات مختلفة ، بينما طين بتنام وطين توليدوا الغريني يعود الى النظام المتجانس ، ويظهر بان المنحنيين متوازيين وهذا يعني أن المنحني B سوف يكون بحالة مستمرة مع المنحني A عند رسم المنحنيين بنفس المقياس .

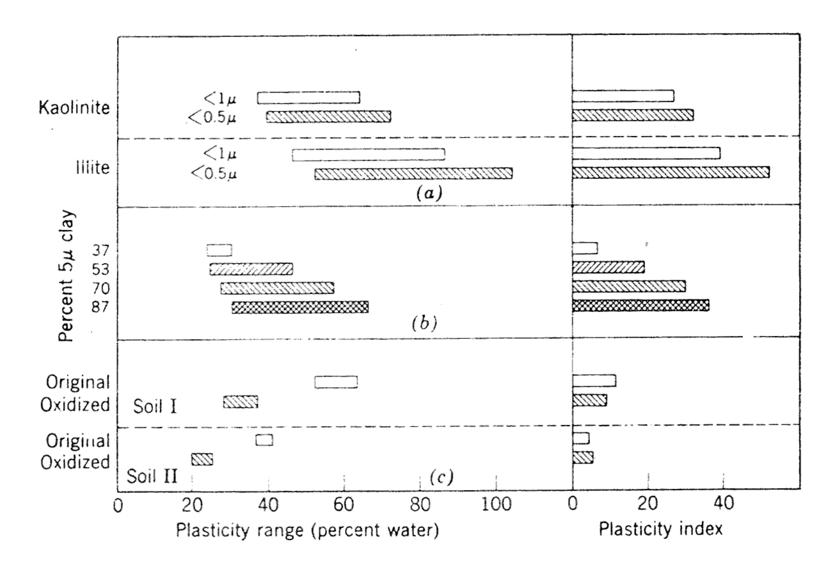


شكل (٤ – ١) العلاقة بين دليل اللدانة وحد السيولة .

٣– العوامل المؤثرة على حدود اتربرج

١– المحتوى الطيني : بسبب أن اللدانة دالة لمفصولات التربة الناعمة ، لهذا فالترب المختلفة تظهر صفات لدانة مختلفة طبقا لكمية ما تحتويه من دقائق طينية . اوضح اتربرج (Atterberg ، ١٩١١ و ١٩١٢) بأن زيادة نسبة الطين تجعل دليل اللدانة مرتفعا عند

المحتوى الرطوبي المعين وبالتالي ترتفع اللدانة ، وهذا ما يوضحه الشكل (٤ - ٢).
يلاحظ ايضا المحتوى الرطوبي عند حدود اللدانة يقل تدريجيا مع قلة المحتوى الطيني. ان قلة المحتوى الطيني يقلل حد السيولة ويتبعها قلة دليل اللدانة ، رغم أن حد السيولة يعتمد على عدد الأغلفة المائية الموجودة وطبيعة الغرويات السطحية.



شكل (٤ - ٢) العوامل المؤثرة على حدود اتربرج أ- تأثير حجم الدقائق ب- تأثير المحتوى الطيني جـ - تأثير المادة العضوية عن White, 1949

هناك علاقة مباشرة بين قلة النسبة المئوية للطين والمحتوى الرطوبي عند هذه الحدود. ومن هذه العلاقة يتضح بأن النسبة بين النتائج الملاحظة الى المحسوبة لحد السيولة تتغير بين ١,٠ - ١,١٠ ان الشكل (٤ - ٢أ) يوضح أن المفصولات لكل من معدن اللايت والكاوولونايت والاقل من ٠,٥ مايكرون تكون ذات لدانة أعلى من الدقائق ذات الاقطار الأقل من ١ مكرون ، وأن اللدانة لمعدن اللايت أكبر مما للكاوولوتايت ويشبه الى حد النتائج الموجودة في الشكل (٤ - ٢ب). وعليه ، فان المحتوى الطيني يحدد مقدار السطح الممكن ان يدمص أكبر جزء ممكن من جزيئات الماء ، وانتظام الأغلفة المائية حول الدقائق المسؤولة عن التلاصق ومن ثم اللدانة ، التي يمكن عدها دليل قياس غير مباشر للمحتوى

الطيني والذي يوضح كمية الماء المكونة للأغلفة المائية الواقعة بين حدود اللدانة و حدود السيولة .

ب- نوعية معادن الطين :

يلاحظ من نتائج دراسة اتربرج(Atterberg ، ١٩١١ ، ١٩١٢) أن معادن التربة ذات البناء الصفائحي أو الطبقي الشكل تسلك سلوك ترب لدنة عند طحنها ، أما الكوارتز والفلدسبار ذو البلورات المرتبط مع التراكيب الرباعية للتدراهيدرا تكون غير لدنة ، في حين ان الكاوولونايت المسكوڤايت ، البيوتايت وبقية المعادن ذات البلورات المربوطة على هيئة صفائح تكون لدنة وهذا الاختلاف يعود الى زيادة مساحة السطوح وتلامسها مع بعضها عن طريق الدقائق المكونة للأشكال الصفائحية . ويلاحظ بأن الترب لاتمتلك جميعها الكميات المتساوية من هذه المعادن الأولية لتتساوى في تأثيرها على حالة اللدانة ، في حين نجد المعادن الثانوية لها تراكيب طبقية مشابه الى المعادن الأولية والتي تساعد على ابراز ظاهرة اللدانة وتأثيرها على مقدار ما تمتصه من ماء على سطوح دقائقها ومن ثم تعطي صفات فيزيائية معينة مثل الكثافة الظاهرية للماء الممتص على سطوحها ، وتأثير ذلك على حدوث بعض التفاعلات المتداخلة مع الطين. ان امتصاص الماء على هيئة بخار من قبل المعادن الطينية يزداد طبقا للتسلسل الآتي :

المونتمور اللونايت > البيدلايت > الايت > الكاوولونايت. وهذا التسلل يتبع ارتباط جزيئات الماء بالقرب من سطوحها . في حين تمدد المعادن يتبع التسلسل الآتي :

الفيرموكيولايت > المونتمور اللونايت > الايت > الكاوولونايت . هناك اختلافات واسعة في حدود اتربرج بين النماذج المختلفة لمعادن الطين ، وهذه الاختلافات تعود الى الاختلافات في الاحلال المتماثل ضمن البلورات ، بناء المعدن وطبيعه الكاتيونات المتبادلة وربما يعود الى تأثير الدقائق الكبيرة . ان قيم الكاؤونايت تتراوح بين ٠,٣٣ - ٠,٤٦ واللايت ٠,٩٠ والمونتمور اللونايت المشبع بالكالسيوم والصوديوم ١,٥ و ٧,٢ على التوالي(Skempton،١٩٥٣) رغم ان دليل اللدانة لمعظم المعادن الطينية يزداد مع السطح النوعي ، وان زيادة اللدانة لكل وحدة مساحة من السطح النوعي تكون كبيرة لمعدن المونتمور اللونايت (Winkler, Platen ، ١٩٥٨) . لاتوجد أية اختلافات في دليل

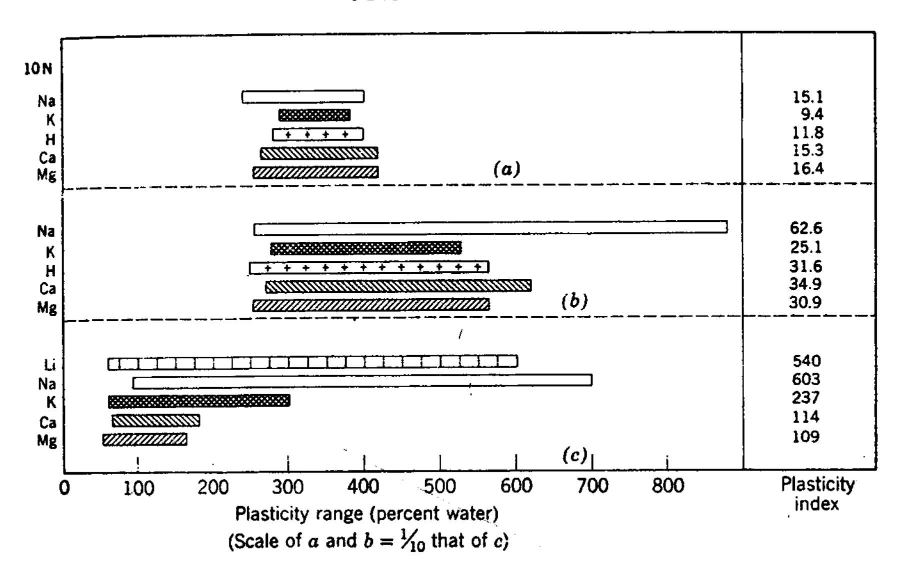
اللدانة عند تقدير اللدانة بمحلول كلوريد الصوديوم ذو عيارية ٣,٦ وذلك لأن اللدانة تكون كدليل لكمية السطح النوعي عند التشبع بكلوريد الصوديوم ذو عيارية اقل من ٣,٦ ، وهناك اختلافات قليلة في دليل اللدانة لمعدن اللايت عند استخدام الماء أو المحلول الملحي . في حين ان دليل اللدانة لمعدن الكاوولونايت يكون بدرجة أكبر عند استخدام المحلول الملحي ويعود ذلك الى زيادة السطح النوعي والنشاط لكل وحدة مساحة . أما بالنسبة الى دليل اللدانة لمعدن المونتمور اللونايت فيكون واضحاً بدرجة كبيرة في المحلول الملحي وذلك بسبب حماية الطبقات الداخلية من التمدد والانكماش الحاد للطبقة المزدوجة .

ج - طبيعة الكاتيونات المتبادلة : ان الكاتيونات المتبادلة لها تأثيرات كبيرة على لدانة التربة ، والشكل (٤ - ٣أ) يبين التأثير المثالي للكاتيونات المتبادلة لترب مختلفة (Baver ، ١٩٢٨) ويمكن ملاحظة مايأتي :

١ - تشبع التربة بالصوديوم يجعل التربة لها أقل حد اللدانة وكذلك حد السيولة مما يجعل دليل اللدانة عاليا .(الفرق بين حدي اللدانة والسيولة)
٢ - عند التشبع بالبوتاسيوم تظهر دليل لدانة واطئة ، وكذلك حد السيولة يكون واطئاً .
٣ - أما عند التشبع بكل من الكالسيوم والمغنسيوم يكون لها سلوك متشابه ، ويكون لها قيم عالية لحدي اللدانة والسيولة عند مقارنتها مع هذه الحدود عند تشبيعها بالصوديوم والبوتاسيوم وفي حالة المغنسيوم يكون دليل اللدانة أكبر من الكالسيوم .
٤ - أما عند التشبع بالهيدروجين فيحصل لها تذبذب في قيم اللدانة والسيولة .

ان قيم اللدانة للمعدن بيدلايت موضحة في الشكل (٤ - ٣ب) ، حيث يلاحظ ثلاث صفات متغيرة لتمدد صفائح الطين ، أولها ارتفاع حد السيولة عند التشبيع بالصوديوم ، وثانيا انخفاض حد السيولة ودليل اللدانة عند التشبيع بالبوتاسيوم ، وثالثا عند التشبيع بالكاتيونات المختلفة فيكون هناك تأثير على حد اللدانة مشابهاً لبقية المعادن عند تعرضها لنفس العملية ويلاحظ عند التشبيع بالصوديوم والبوتاسيوم أن حدود اللدانة لاتكون واطئة بنفس درجة تأثرها عند التشبيع بالكاتيونات الثنائية .

ان تأثير التبادل الكاتيوني على لدانة معدن عند تشبيعه بالصوديوم ، في حين نرى أن حد اللدانة والسيولة ودليل اللدانة ذو سلوكية متقاربة أو متغيرة عند تشبيع نفس المعدن



شكل (٤ – ٣) تاثير الكاتيونات المتبادلة مع لدانة التربة أ– معدن اللايت ، ب– معدن البيدبلايت جـ– معدن المنتمور اللونايت .

بالبوتاسيوم والكالسيوم والمغنسيوم وذلك لأن البوتاسيوم الأحادي التكافؤيقوم بنفس عمل الكاتيون الثنائي الذي يؤثر على صفات اللدانة . أما عند التشبيع بكل من الليثيوم والصوديوم لمعدن المونتمورالونايت فتكون قيم كل من حد السيولة ، ودليل اللدانة أكبر من نفس القيم عند تشبيع المعدن بكل من البوتاسيوم ، الكالسيوم ، والمغنسيوم ، يعود سبب الاختلاف الى أن كل من الصوديوم والليثيوم يؤديان الى زيادة تمدد معدن المونتمور اللونايت لارتفاع الضغط الأزموزي وتفرقه صفائح المعدن ويصبح لدنا عند تكوين ١٠ جزيئات مائية على شكل طبقات بين التركيب البلوري للمعدن لتكوين أغلفة مائية مستمرة وذلك لأن زيادة كمية الماء المستلمة من قبل صفائح المعدن يزداد معها سمك الاغلفة المائية لحدود الانزلاق (Michaels ، ١٩٥٩). في حين يلاحظ في حالة البوتاسيوم أن حجم ايون البوتاسيوم لايجعل طاقة التميع واطئة فقط بل اعاقة تداخل انتظام جزئيات الماء عند تميع الغرويات السطحية ، وأن خفض طاقة التميع لايمكنها التغلب على

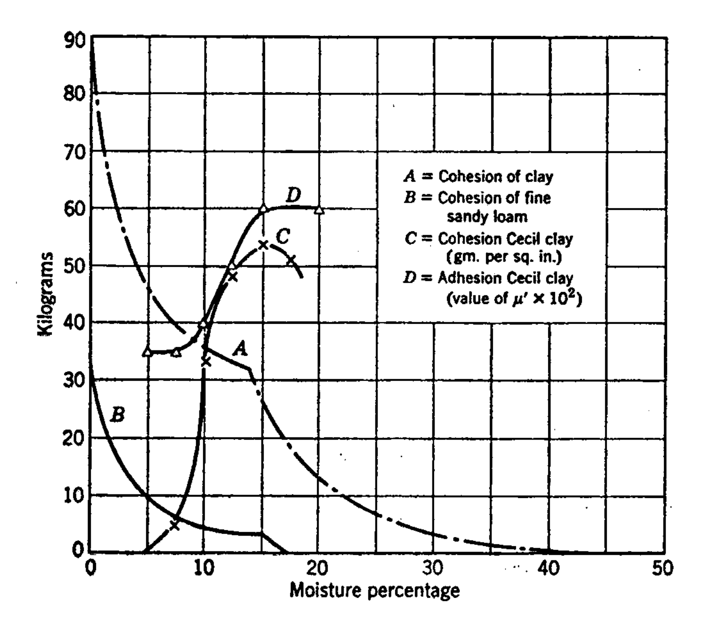
قوة الجذب الكهربائية عند تميع سطح المعدن الطيني. رغم كل ذلك فان ايون البوتاسيوم يحصل له تثبيت بين الطبقات الداخلية عند تجفيف المعدن ويربط الوحدات الطبقية مع بعضها البعض وينتج عنها تكوين بناء لمعدن اللايت الذي يقلل من امتصاص الماء. أما من ناحية الكاتيونات المتعددة التكافؤ فعند استخدامها في عملية التشبيع يعمل على ربط الصفائح المتمددة ومن ثم يحدد تكوين الطبقة المائية بين الصفائح ومن ثم تكون قيم حدي اللدانة والسيولة ودليل اللدانة متشابه.

أما تأثير الأيونات على المعادن غير المتمددة فيكون مختلفا عند المقارنة مع معدن المونتمورلونايت حيث يلاحظ بأن أيونات الليثيوم والصوديوم تميل لخفض قيم حد ودليل اللدانة عند مقارنتها مع الكاتيونات الثنائية والاختلاف لايكون كبيراً والسبب في ذلك يعود الى قلة معدل التبادل الكاتيوني. أما اذا كان الكاتيون الأحادي غير متميعا عند امتصاصه للماء فوجوده على السطح سوف يعيق انتظام جزئيات الماء ونتيجة لذلك تقل اللدانة، حيث أن طاقة التميع العالية للكاتيونات الثنائية تسبب رفع حدود اتربرج (Hendricks واخرون، ١٩٤٠).

د- **المادة العضوية**: ان للمادة العضوية دوراً متميزاً في عملية اللدانة، ويلاحظ من قياسات اللدانة لترب مختلفة بأن حدود اتربرج للطبقات السطحية أعلى في محتواها الرطوبي من الطبقات الأخرى ويعود هذا الأختلاف الى وجود المادة العضوية في الطبقات السطحية، أما عند أكسدة المادة العضوية بيروكسيد الهيدروجين فتؤدي الى خفض حد اللدانة، وهذا يتضح من الشكل (٤- ٣ج). ان وجود المادة العضوية في التربة بنسبة ٣,٥٪، تحتاج الى ٢٠٪ من الرطوبة للوصول الى حد اللدانة، في حين ان دليل اللدانة لايتغير عند اكسدة المادة العضوية. ان المادة العضوية لها القدرة العالية على امتصاص الماء، حيث يتم التميع للمادة العضوية عن طريق تغليف الماء حولها قبل تشكيل الأغلفة المائية حول الدقائق المعدنية، وبعد ذلك تصل لحد اللدانة عند الوصول الى مستويات رطوبية أعلى نسبياً من الرطوبة اللازمة لتشكيل الأغلفة المائية. وفي النهاية يكون اضافة الماء دالة فقط لاتساع الأغلفة المائية لحين حدوث الجريان ويكون وجود المادة العضوية ذا تأثير قليل على هذا النوع من الماء ونتيجة لذلك لايكون مؤثرا على دليل اللدانة. ان وجود المادة العضوية في التربة يتيح الفرصة لاجراء عملية الحراثة حتى عند احتواء التربة على رطوبة بحدود ٥٢٪ بدون تكوين الأوحال فيها، ويجعل التربة أكثر نعومة وهشة.

٣- تغيرات قوة التماسك مع المحتوى الرطوبي

قوة التماسك تعرف بأنها قوة التجاذب بين أى جسمين متشابهين فقد يكون التماسك بين دقيقة تربة مع دقيقة تربة أو جزيئة ماء مع جزيئة ماء. ان قوة التماسك تزداد مع قلة المحتوى الرطوبي طبقا لقلة الأغلفة المائية ، ويلاحظ بأن الطين له قوة تماسك أكبر من الترب الرملية المزيجية ويكون سبب ذلك كبر سطح التلامس. يلاحظ بأن هناك جزئين متميزين للمنحني أوب في الشكل (٤- ٤) ، حيث ان نقطة الانكسار توضح حدود الانكماش للتربة ودخول الهواء للمسام والتى تكون أصلا مملوءة بالماء. ان التماسك عند المحتوى الرطوبي الواقع فوق هذه يكون طبقا لقوة الأغلفة ، وتحت هذه النقطة قوة التجاذب بين الدقائق الداخلية تكون طبقا لقوة فان درفال والتي يكون لها السيادة تحت مثل هذه الظروف. وعليه فان التماسك يكون طبقا للتجاذب الداخلي في حالة الترب الرملية الناعمة والمزيجية تزداد بدرجة قليلة مع نقصان المحتوى الرطوبي تحت نقطة الانكسار، في حين تزداد في الطين بسرعة عند المحتوى الرطوبي الواطئ. ان المحني ج في



شكل (٤- ٤) علاقة التلاصق والتماسك مع رطوبة التربة (المنحني أ و ب) للترب الموحلة (عن Johaunsen , 1914) (والمنحني ج و د) للترب غير المؤهلة (عن Nichols, 1931) .

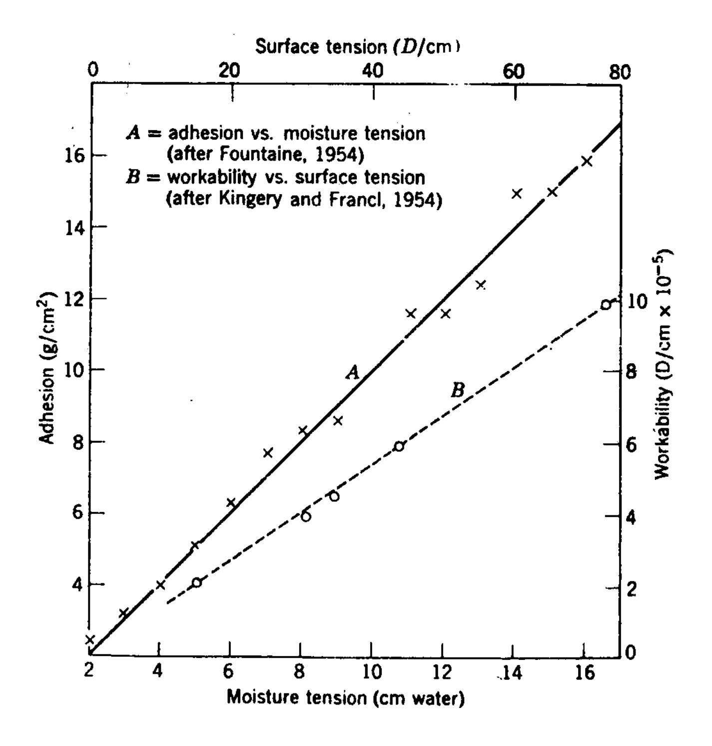
الشكل الأنف الذكر يوضح التغيرات في قوة التماسك لبعض الترب الطينية عند زيادة المحتوى الرطوبي ، حيث يلاحظ بانه عند تشكيل الأغلفة المائية تزداد بسرعة قوة التماسك الى اقصى ما يمكن وبعدها تقل وهذا يعود الى فقدان التماسك الناتج من زيادة سمك الأغلفة المائية بين الدقائق ، أقصى قيمة للتماسك تتم في حالة ارتفاع نسب الطين في الترب ، في حين نرى أن الترب الرملية والجافة لاتمتلك قوة تماسك . ان المنحني أ و جـ في الشكل الأنف الذكر ربما يظهر تناقص مفاجئاً اولا (مثال المنحني أ يظهر زيادة في قوة التلاصق تحت مستوى رطوبي ١٥ ٪ ، في حين المنحني جـ يظهر تناقصا وهذا الاختلاف يكون طبقا لطريقة تهيئة الطين ، ففي الحالة الأولى تتكون الأوحال ويحصل الجفاف ، وفي الحالة الثانية لاتكون الأوحال) . يجب ملاحظة أن التماسك في المنحني جـ يبدأ في النقصان مع زيادة المحتوى الرطوبي بعد وصوله الى اقصى ما يمكن ، ويصبح موحلاً بعد وصول المحتوى الرطوبي حوالي ١٥ ٪ يحصل التوافق بين المنحنين بعد هذه النقطة ، ويحصل نقصان في التلاصق بعد زيادة المحتوى الرطوبي في كلا الحالتين.

٤ - قوة الالتصاق والاغلفة المائية

يعرف الالتصاق بأنه القوة التي تربط بين جسمين غير متشابهين كالتصاق دقائق التربة مع جزيئات الماء ، ويحدث التصاق أي جسم مع دقائق التربة عند اقصى محتوى رطوبة للتربة ، وعند المحتوى الرطوبي العالي ، يكون الماء ممسوكا بأقل قوة من قبل الدقائق وتتجاذب على سطوح أي جسم لتشكل أغلفة رابطة بينها وبين التربة .

وان اقصى محتوى رطوبي يحدث عنده الالتصاق يعتمد على كمية الماء التي تحتاجها التربة لتكوين الاغلفة المائية بين الدقائق المفردة وقوة التجاذب على سطوح الجسم الغريب ، وترتبط مع المحتوى الغروي وتكون علاقة خطية بينها
وهذا مايوضحه المنحنى د في الشكل (٤-٤) ، ويكون شكل التلاصق على هيئة الحرف S . لهذا فان التلاصق يتناسب طرديا مع الشد السطحي للسائل المفرق وهذه العلاقة الخطية للترب الطينية المزيجية موضحة في المنحني أ في الشكل (٤-٥) ، وان الخط المستقيم يمثل العلاقة النظرية التي يمكن الحصول عليها عندما يكون التلاصق معتمداعلى جهد الشد ضمن الاغلفة المائية والتي تكون تماما مستمرة ونتيجة لذلك قيمة التلاصق

تكون مكافئة مع مساحة السطح للأغلفة وجهد الشد فيها . وهذا يعني أن قوة التلاصق بين التربة والمعدن يعتمد على المحتوى الطيني ، والتي تقدر عدد الأغلفة وكمية الماء المسؤولة عن تنظيم الأغلفة المائية .



شكل (٤-٥) علاقة التماسك والتشكيل مع المحتوى الرطوبي تحت الشدود المختلفة .

التصلب السطحي (القشرة السطحية)

يمكن تعريف التصلب السطحي أو القشرة السطحية بانها الطبقة المتكونة على سطح التربة نتيجة لفعل القوة الخارجية ويتراوح سمكها بين عدة ملمترات الى عدة سنتمترات وتمتاز بكثافة ظاهرية عالية مقارنة بالطبقات التي تليها. وتتكون تحت تاثير الفعل الميكانيكي لقطرات المطر أو عملية الري والتي بدورها تحطم تجمعات التربة السطحية نتيجة لتعاقب عمليتي الترطيب والتجفيف. ان سقوط قطرات المطر واصطدامها بسطح

التربة الجافة والخالية من الغطاء النباتي يؤدي الى تحطيم تجمعات التربة ويعقب هذه العملية تفرقة لنواتجها (الدقائق الناعمة) مما تؤدي الى غلق المسامات عند انتقالها خلال التربة ويتكون نطاق مضغوط عند السطح ذوكثافة ظاهرية عالية ، وعملية اصطدام قطرات المطر يتكون عنها طبقة بسمك ٠,١ ملم نتيجة للغسل الحاصل لها بعد تفرقتها وتكون الطبقة ذات مسامية واطئة ومن ثم فان نفاذية الماء تقل بحدود ٢٠٠ مرة عن الطبقة التحتية. يلاحظ بان تجمعات التربة البكر ذات البناء الثابت ، عند غمرها بالماء لايحصل لها تفرقة عند اصطدامها بقطرات المطر وبالنهاية لايحصل غسل لها ويكون نفاذ الماء خلال القشرة المتصلبة دالة لنفاذ الماء خلال السطح الرقيق ، والنطاق الذي يلي الطبقة الرقيقة يتكون من دقائق طينية لها مسامية هوائية واطئة وعند جفاف التربة يحصل تداخل مترابط متين وقوي لدقائق التربة مع بعضها البعض نتيجة لعملية الشد السطحي كما هي الحال عند حدوث التقلص والانكماش لدقائق التربة (Wilding و Schmdt ، ١٩٦٨). عند ترطيب التربة لحدود التشبيع (الري) يحدث تفرقة وانتقال للمجاميع المحطمة ويحدث نطاق التصلب خلال عملية الغيض للماء العكر مباشرة بعد عملية الجفاف.

١ – تقدير قوة التصلب السطحي

هناك ثلاث طرق يمكن اتباعها لتقدير قوة القشرة المتصلبة ، اكثرها شيوعا هي طريقة فحص معامل الكسر والذي يعطي دليلا عن مدى قوة القشرة المتصلبة. اما الطريقة الثانية فيتم التعرف بها على قوة القشرة السطحية باستخدام المخراق (مقاومة الاختراق لمدس التربة). (parker و Taylar ، ١٩٦٥). اما الدليل الثالث يكون عن طريق فحص بزوغ البادرات(Morton و Buchele ، ١٩٦٠) عن طريق قياس قوة وقابلية البادرات لدفع الطبقة العلوية التي يبلغ سمكها ٨ سم تقريبا ذات الكثافة الظاهرية العالية نحو الاعلى باستخدام احجام مختلفة من المخراق لمثل بزوغ البادرات ذات الاقطار المختلفة ، درجة التصلب ، المحتوى الرطوبي البدائي وكذلك عمق الزراعة ، قوة القشرة المتصلبة. ان قياس قوة التصلب بواسطة معامل الكسر يمكن ملاحظته بازدياد معدله عند نقصان المحتوي الرطوبي(Hillel ، ١٩٦٠) ، وهذه النتيجة لاتتفق مع ماحصل عليه Hanks والذي وجد بان القيم العالية للمقاومة تم الحصول عليها عندما يكون معدل التبخر عاليا ، وقوة التصلب تكون كبيرة عند سقوط الامطار على تربة جافة هوائيا بدلا من التربة

الرطبة (Hanks ، ١٩٦٠) . هناك علاقة طردية بين كل من المحتوى الطيني وقوة التصلب عند عدم احتواء التربة على المادة العضوية . ان التركيب الميكانيكي لسطح التربة يلعب دوراً مهما في تكوين القشرة المتصلبة ، وتقدير قوةالقشرة وتكرارها وعرض الشقوق عند التجفيف(Ardnt ، ١٩٦٥ أ) . ويجب اخذ كمية المادة العضوية بنظر الاعتبار عند زيادةثباتية التجمعات ومقاومتها للتحطيم بفعل قطرات المطر.

٢- بزوغ البادرات وخصائص التصلب السطحي

يمكن ان تحدث اعاقة بزوغ البادرات بطريقتين. اولها يكون بتأثير الاعاقة الميكانيكية طبقا لمتانة وقوة التصلب . فالمقاومة عند السطح ربما تكون كبيرة مما يؤدي الى ان البادرات تشق طريقها بالاتجاه الافقي وبالتالي يفشل البزوغ . يلاحظ نقصان بزوغ بادرات فول الصويا عندما تكون قوة التربة المقاسة بالمخراق اكثر من ٣ بار وتنعدم عندما تصل قوة التصلب بين ١٣-١٨ باروالتي تعتمد على نوع التربة(Parker و Taylor ، ١٩٦٥) . اما عند قياس معامل الكسر لاختبار قوة التصلب ووصولها لحدود ٢٧ بار، فتمنع بزوغ بادرات الفاصوليا في تربة Pachappa fine Sandyloam (Richards ، ١٩٥٣) . ومن جهة اخرى لوحظ ان قيم معامل الكسر المحصورة بين ١٢٠-٢٥٠ بار أدت الى بزوغ بادرات الذرة الحلوة في تربة Pachappa loam الحاوية على نسبة من الصوديوم المتبادل (Allison ، ١٩٦٥) . لذا فمن الضروري تحديد المحتوى الرطوبي لايجاد القيمة الحرجة لقوة التصلب والتي تعيق بزوغ البادرات (مثال قيم معامل الكسر للترب المزيجية الغرينية تختلف باختلاف المحصول والمحتوى الرطوبي للطبقة المتصلبة كما موضح في الجدول (٤-١) (Hanks ، ١٩٦٠) ، يتضح من النتائج صعوبة تحديد القيمة الحرجة لقوة تصلب التربة بسبب التغير الحاصل بكل من المحتوى الرطوبي للقشرة المتصلبة خلال فترة البزوغ . والتكنيك المتبع في عملية القياس.

جدول (٤-١). تأثير المحصول والمحتوى الرطوبي على القيم الحرجة لقوة التصلب وبزوغ البادرات.

المحصول	القيم الحرجة لمديات معامل الكسر (بار)	
	٢٥٪	١٥٪
الحنطة	٤١-٣٢١	٨-١٦٠
العصفر	٢١-١٦١	صفر-٨٠
فول الصويا	٦٤١	صفر-٨٠

(عن Hanks ، ١٩٦٠).

لاحظ Arndt، ١٩٦٥أ بدراسته المورفولوجية للقشرة السطحية وعلاقتها بالتشقق وبزوغ البادرات بان طبيعة التشققات وحجم البذور يعدان عاملين مهمين في بزوغ البادرات اكثر من قوة التصلب. ان موقع البذور وعلاقتها بطبيعة التشققات للطبقة المتصلبة تعد معنوية. اما في حالة البذور الصغيرة، فالشقوق يجب ان تكون بدرجة متذبذبة الى الحد الذي يسمح لهذه البذور بالبزوغ بحرية. اما البذور الكبيرة فيلاحظ بان حجم البذور وتكرار التشققات تعد مهمة لبزوغها.

ان التصلب القوي ذو الكثافة الظاهرية العالية يمكن ان يعيق التهوية تحت ظروف الترطيب اذا كانت المسامات في طبقةالتصلب الحاوية على كمية كافية من الماء لتحد وتمنع الانتشار النشط للاوكسجين في التربة، والانتشار لايكون معيقا في حالة القشرة المتصلبة الجافة. اذا كان نقصان الاوكسجين مشكلة لنمو البادرات وبزوغها ومؤثرا عليها فانه قد يقلل من بزوغ البادرات. ان تصلب التربة يمكن السيطرة عليها باستخدام التغطية والتي تحمي التربة من الاصطدام المباشر لقطرات المطر وبالتالي تحد من تكوين القشرة المتصلبة(Hassan واخرون، ١٩٨٨) وكذلك المادة العضوية تؤدي الى تكوين التجمعات الثابتة والتي تقاوم التفرقة.

يلاحظ ان معامل الكسر تستخدم ايضا كما مر آنفاً لتقدير متانة أو قوة القشرة المتصلبة والتي لها علاقة مباشرة بنمو البادرات والجهاز المستخدم لذلك يشبه طريقة قياس قوة البلوك (Richards ، ١٩٥٣) وذلك عن طريق تحضير القوالب بطريقة خاصة وتوضع

هذه القوالب على الجهاز، بعد ذلك يمكن حساب القوة اللازمة لكسر القالب المعين باستخدام المعادلة الآتية :

$$S = \frac{3FL}{2b\,d^2}$$

حيث تمثل S معامل الكسر بوحدة الداين لكل سم^2 أو البار، F هي القوة اللازمة لكسر القالب بوحدة الداين ،Lهي المسافة بين نقاط الارتكاز (سم) ، b تمثل عرض القالب (سم) ، d هي سمك أو ارتفاع القالب (سم).

بصورةعامة يلاحظ ان رطوبة التربة ، كثافتها الظاهرية ، ومحتواها من المادة العضوية تلعب دورا كبيرا في التاثير علىمعامل الكسر. ان زيادة رطوبة التربة وانخفاض كثافتها الظاهرية وتوفر المواد العضوية تؤدي الى تقليل قيم معامل الكسر والعكس صحيح.

مثال (١)

عند قياس معامل الكسر لقالب التربة ذو العرض ٦ سم وسمك ٠,٦ سم. اذا عملت ان المسافة بين نقاط الارتكاز كانت ٨ سم وان القوة اللازمة لكسر القالب هي ٣× ١٠^{٤} داين ، اوجد معامل الكسر بوحدة الداين/ سم^2 وكذلك بوحدة البار.

بما ان المعادلة الخاصة لحساب معامل الكسر هي : $S = \frac{3FL}{2b\,d^2}$

$$\text{معامل الكسر} = \frac{\text{٣×٣×١٠}^{\text{٤}}\ \text{داين} \times \text{٨ سم}}{\text{٢× ٦ سم} \times (\text{٠,٦ سم})^{\text{٢}}}$$

$$= \frac{\text{٧٢٠٠٠٠ داين . سم}}{\text{٧,٢ سم}^{\text{٣}}} = \text{١× ١٠}^{\text{٥}}\ \text{داين/ سم}^{\text{٢}}$$

=٠,١ بار

مثال (٢)

في احد التجارب لقياس معامل الكسر وجد ان معامل الكسر ذا قيمة مقدارها ٢ × ١٠^٤ داين لكل سم^٢ لقالب التربة ذو العرض ٤ سم وسمك ٠,٨ سم وان المسافة بين نقاط الارتكاز هي ٦ سم. اوجد القوة اللازمة لكسر القالب.

$$S = \frac{3FL}{2b\,d^2}$$

اي ان معامل الكسر = ٣ (القوة × المسافة بين نقاط الارتكاز) / ٢ (عرض القالب × (سمك القالب)^٢)

٢ × ١٠^٤ داين / سم^٢ = ٣ (القوة) (٦ سم) / ٢ (٤سم) (٠,٨ سم)^٢

١٨ سم × القوة = ١٠٢٤٠٠ داين . سم

القوة = ١٠٢٤٠٠ داين . سم / ١٨ سم = ٥٦٨٩ داين

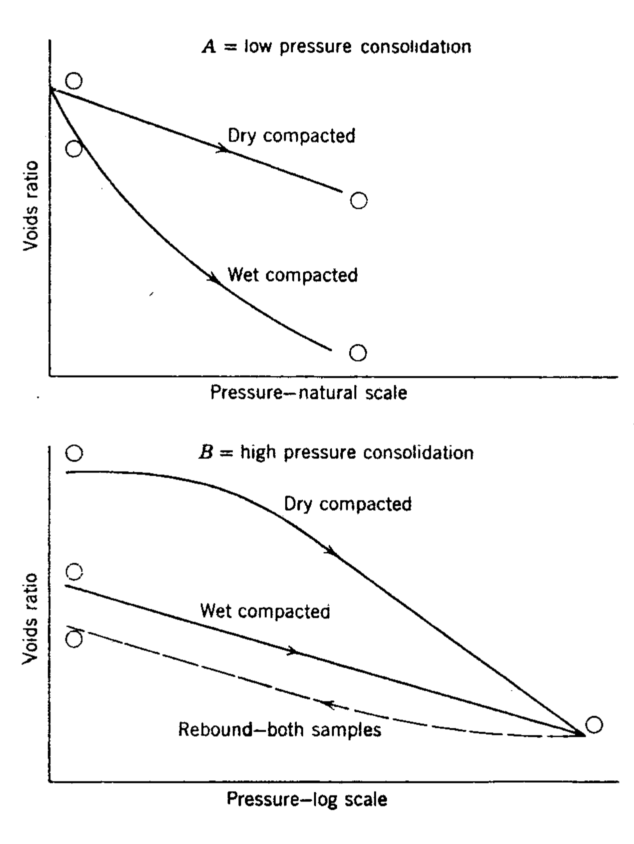
الانضغاط –

الاسس العامة لمقاومة الانضغاط

يمكن تعريف الانضغاط بانه التغير في حجم التربة تحت الجهد المضاف او المطبق، وبما ان حجم التربة يتكون من الحالة الصلبة والفراغات الموجودة بينها، حيث ان الانضغاط يقلل من نسبة الفراغات لكل ضغط او ثقل مضاف، كما هو معروف فان نسبة الفراغات (Void ratio) تعرف بانها النسبة بين حجم الفراغ الى حجم الجزء الصلب. ان علاقة نسبة الفراغات والضغط موضح في المعادلة.

$$e = A \log P - C$$

حيث ان A تمثل دليل الانضغاط $\left(\frac{d_e}{d \log P} \right)$ P الثقل المسلط ، C ثابت مكافئ الى نسبة الفراغات لوحدة ثقل الضغط . يمكن ان تضغط التربة تحت الضغط الواطئ او العالي ، وان السبب الرئيسي للانضغاط تحت الضغط العالي يكون ناتجاً عن التغير في حجم دقائق الغرويات وتحويرها فالتربة تتمدد او ترجع بعد ازالة الضغط ، وهذا التاثير يعود اساسا الى الطبقة الايونية المزدوجة والتمدد الحاصل في الغرويات . ان الاختلاف بين الانضغاط تحت تأثير الضغط الواطئ والضغط العالي موضح في الشكل (٤ - ٦أ) حيث ان انضغاط التربة الجافة عند زيادة الضغط المسلط عليها يتناقص خطيا مع نسبة الفراغات والذي يعود الى التحويرات الحاصلة بدقائق التربة الموازية لبعضها البعض والتي تؤدي الى خفض الحجم لكل وحدة كتلة من التربة . اما انخفاض



شكل (٤ - ٦) تاثير الرص على نسبة المسام (عن Lambe, 1958b)

نسبة الفراغات لنموذج التربة المبلل يكون سببه انعدام الفراغات لدقائق التربة والتي تكون تقريبا متحورة جزئيا ، ويلاحظ اختلاف قليل في الشكل (٤ - ٦ب) والذي يوضح علاقة نسبة الفراغات مع لوغاريتم الضغط. فيحصل تحوير للدقائق وتقترب من بعضها في حالة الترب الجافة ، أما في الترب المضغوطة والمبللة ففراغ الدقائق المحورة تقل بزيادة الضغط وكلا النظامين يقتربان من نفس نسبة الفراغات. أما عند رفع الثقل ، فكلا النموذجين اما ان يتمددان او يرجعان

بسبب زيادة المسامات بين الدقائق ويعتمدان على طبيعة معدن الطين ونوع الكاتيونات المتبادلة او وجود الاملاح والتي تقدر سمك الطبقة الايونية المزدوجة. ان قوة التنافر الناتجة من الطبقة الايونية المزدوجة التي تتمدد طبقا للمديات الطويلة ربما تساوي التغير في نسبة الفراغات من ١ - ٢٠(Bolt ، ١٩٥٦).

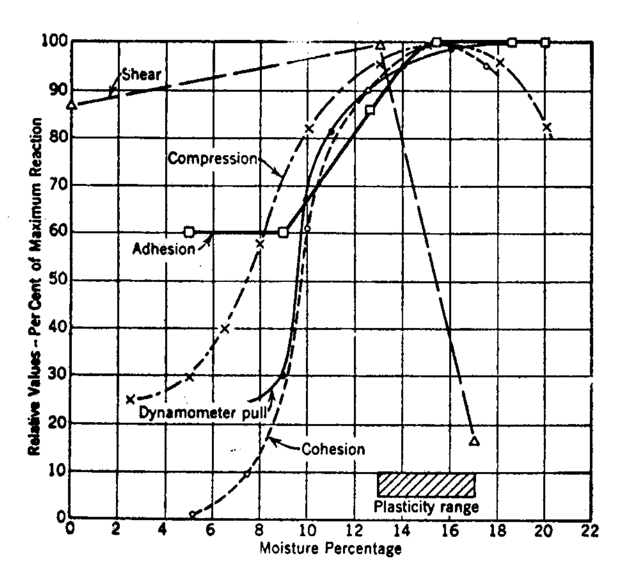
ان طبيعة الكاتيونات المتبادلة تؤثر على الطبقة الايونية المزدوجة وعلى الانضغاط.
لوحظ ان انضغاط الكاولونايت يقل طبقا الى الترتيب $Ba < Ca < K < Na < Li$
، اما الترتيب في حالة البنتونايت $Ba < K < Ca < Na < Li$

ان الانضغاط الواطئ لمعدن النبتونايت المشبع بالبوتاسيوم يكون طبقا لتثبيت ايون البوتاسيوم في الصفائح والتي تحد من تميع السطوح الداخلية ، والانضغاط يزداد مع درجة الاستقطاب للسوائل العضوية طبقا للسلسلة $CCl_4 < CH_3OH < CH_3CH_2OH$ الانضغاط يزداد مع المحتوى الرطوبي الى اقصى مايمكن وبعدها يقل كلما أزداد المحتوى الرطوبي وهذه الزيادة تحدث ضمن مديات اللدانه ، وتكون نتيجة التحويرات الحاصلة للدقائق حد اللدانه كما موضح في الشكل (٤ - ٧). ان زيادة الانضغاط مع زيادة الضغط يعبر عنه بالمعادلة(Reaves و Nichols ، ١٩٥٥). $Y = a e^{-bx}$

حيث ان y تمثل كمية الانضغاط ، x هي الضغط ، a و b هي ثوابت المعادلة وقد تطورت المعادلة واصبحت

$$\frac{dy}{dx} K_y$$

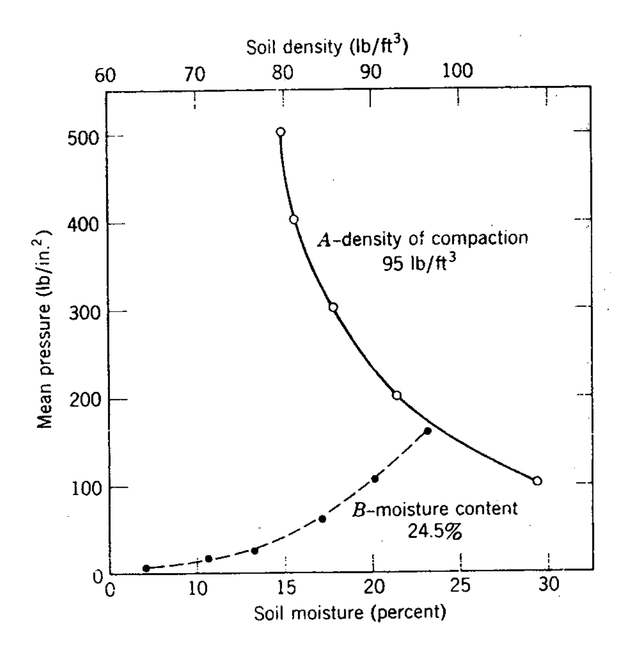
والتي تمثل بان الانضغاط الناتج من الضغط المتعاقب يكون متناسبا مع كمية التربة المضغوطة ، وعند الوصول الى حد اللدانة معدل الانضغاط يزداد بسرعة طبقا لانتظام تحوير الدقائق.



شكل (٤ – ٧) علاقة العوامل الديناميكية والمتضمنة حراثة التربة والمحتوى الرطوبي مع اللدانه المعينة (مديات اللدانة).

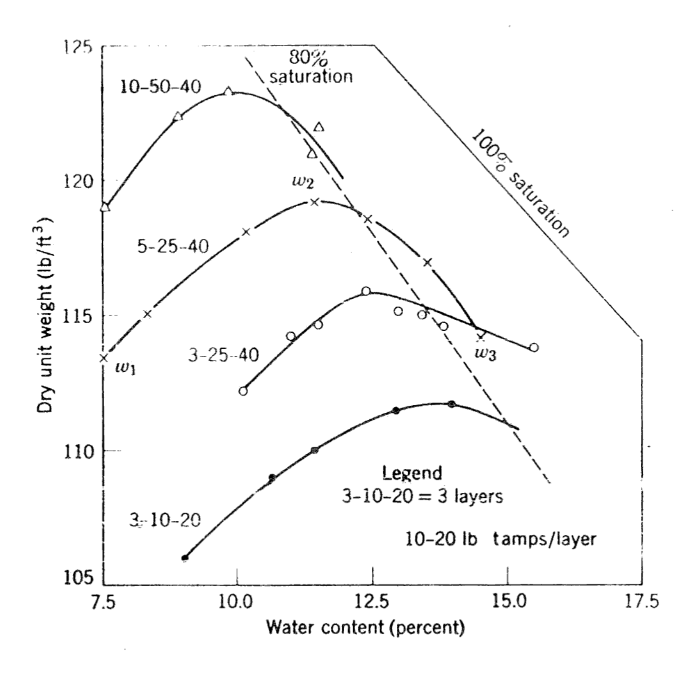
رص التربة او انضغاط التربة

ان رص التربة يعود الى زيادة الكثافة الظاهرية للتربة كنتيجة لفعل القوة الخارجية المطبقة او الثقل والضغط المسبب لذلك ، حيث ان التربة قبل تسليط اي قوة خارجية عليها تمتلك كثافة معينة (طبعاً اقل من الكثافة بعد تسليط القوة). لذلك نجد أن رص التربة هي سلوك داينميكي للتربة من خلالها يزداد رص التربة(Gill و Vanden Berg ، ١٩٦٧). يلاحظ ايضا بان جفاف التربة وانكماشها ربما يسبب رص التربة ، فضلاعن ذلك تتولد القوة الخارجية بفعل القوة الميكانيكية نتيجة لسير الالات والمكائن على التربة. الشكل (٤ – ٨) يوضح العلاقة بين الضغط المسلط على التربة وكل من الكثافة الظاهرية والمحتوى الرطوبي ، يلاحظ بان القوة اللازمة لرص التربة والتوصل الى كثافة معينة تقل اسيا مع المحتوى الرطوبي للتربة (المنحني أ) ، وكثافة التربة عند محتوى رطوبي معين تزداد اسيا مع القوة المطبقة (المنحني ب). ان هذين التأثيرين يعودان الى الانتظام الهندسي للدقائق ، وان المحتوى الرطوبي للتربة (المنحني ب) يكون تقريبا ضمن حدود اللدانه. كثافة التربة تحت جهد الرص الثابت تزداد مع زيادة المحتوى الرطوبي الى اعلى



شكل (٤ – ٨) تاثير الضغط على رص التربة عند المحتويات الرطوبية المختلفة عن Trouse, 1954 .

حد وبعدها تقل مع زيادة المحتوى الرطوبي ، والقيمة العظمى تعرف باقصى محتوى رطوبي لعملية الرص وهذا التاثير واضح في الشكل (٤ – ٩) ، يلاحظ من المنحني بان اقصى كثافة يتم الحصول عليها عند زيادة جهد الرص ، ويقل المحتوى الرطوبي مع زيادة قوة الرص . ان شكل منحني علاقة كثافة ورطوبة التربة سوف يتم شرحها على اساس تطور الطبقة المزدوجة وانتظام الدقائق هندسيا(Lambe ، ١٩٥٨ أ). في الشكل (٤ – ٩) يكون المحتوى الرطوبي غير كافي عند W_1 ليشكل الطبقة المزدوجة ، لهذا فدقائق التربة تنظم عشوائيا ، ومن $W_1 - W_2$ تتسع الطبقة المزدوجة ويزداد سمك الغشاء المائي والذي يؤدي الى تاثير الانزلاق بين الدقائق والتي تنزلق فوق بعضها البعض لتشكيل كتلة ذو كثافة عالية . اما من W_2 الى W_3 ، هناك اتساع كبير لغشاء الماء وبعدها تقل الكثافة بسبب تأثير الماء لتخفيف تركيز الدقائق لكل وحدة حجم ، وهناك احلال للهواء في النظام والذي لايكون متواجدا مابين W_1 و W_2 . ان الكثافة العالية يتم الحصول عليها مع زيادة جهد الرص طبقا لانتظام الدقائق هندسيا تحت قوة الرص.



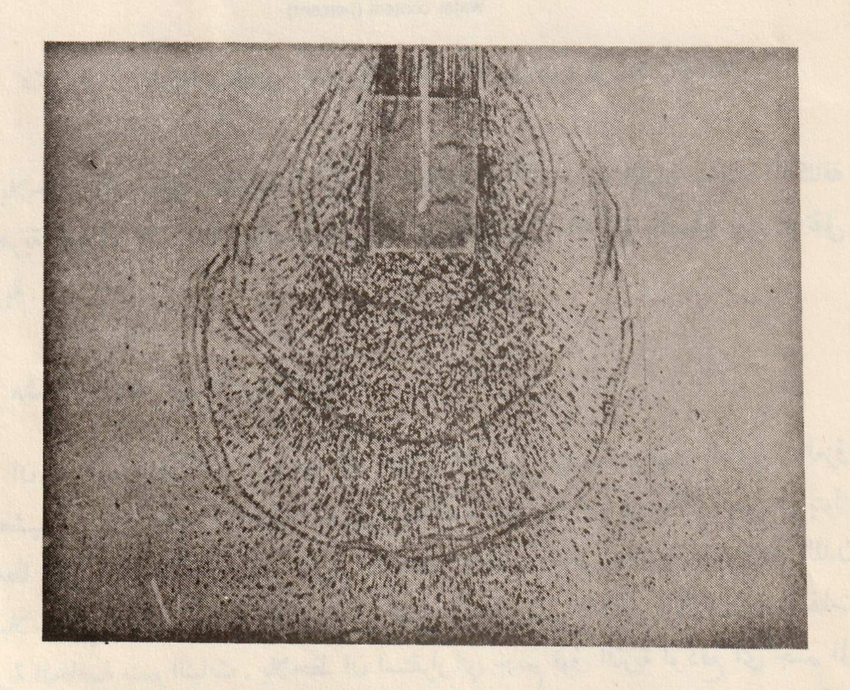
شكل (٤ – ٩) العلاقة بين المحتوى الرطوبي وكثافة التربة خلال رص التربة عن Wilson, 1952 .

يلاحظ بان حقيقة الانضغاط والرص الناتج عن قلة نسبة الفراغ وزيادة الكثافة الظاهرية وقوة التربة ، يحطم المسام الكبيرة ، ويملأها جزئيا بالدقائق الصلبة ومن ثم تقل التهوية .

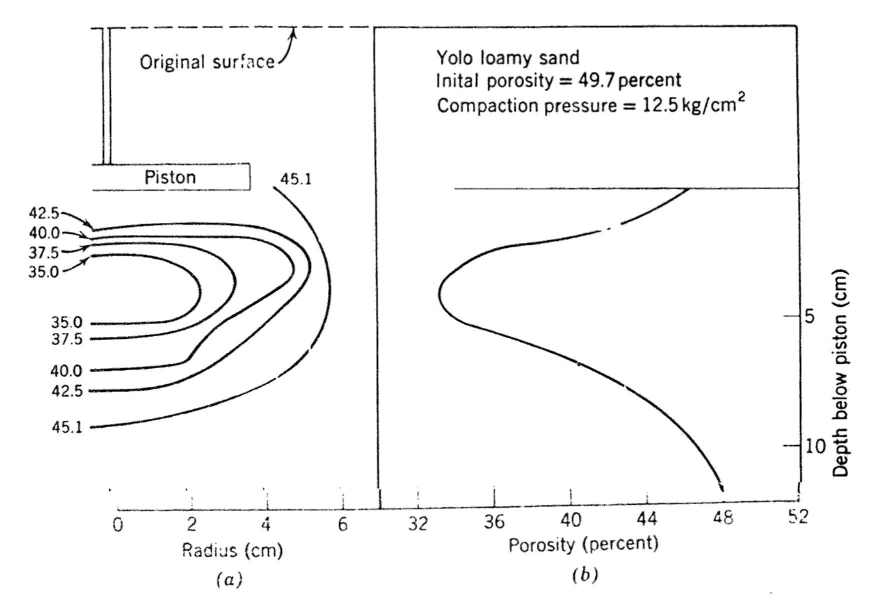
١ – مشاكل الرص في الترب المحروثة

ان استخدام المكائن الزراعية في تحضير الارض الزراعية (مهد البذور، العزق والتعشيب ، موسم حصاد المحصول) يتم بانتقال وحركة الالات في الحقل ومن ثم يتولد ضغطا على هذه التربة . ان توزيع الضغط وعلاقته برص التربة والجريان اللدن (البلاستيكي) يكون العامل الرئيسي في تحليل وتحديد ثقل المكائن والالات مع صفات التربة الخاصة بنمو النبات . يلاحظ ان استقرار اي جسم فوق التربة او دفع اي جسم الى ناحية التربة سوف يولد ضغطا معينا فوق المساحة المشغولة بذلك الجسم على شكل انحناءات . لقد عرف (Reaves و Nichols، ١٩٥٥) حدوث الانحناءات بانها عبارة عن

اتجاهات التربة الزاوية حاصلة بفعل قوة الانضغاط على التربة ، وهذه الزاويا يمكن شرحها طبقا لقوة احتكاك التربة مع التربة نفسها وتداخل الدقائق مع بعضها البعض وكذلك التصاق الاغشية المائية تعد هذه الظاهرة مهمة في تفاعل التربة والتي تحدث خلال عمليات الحراثة وتأثيرها على رص التربة . يلاحظ بان اختراق الجسم في التربة يتناسب طرديا مع الضغط المطبق عليها حال تكون الشكل المخروطي في كتلة التربة وتاخذ الشكل الموضح في الشكل (٤ - ١٠) . ينتج حدوث الانحناءات بواسطة الكباس الذي يسبب رصا كبيرا تحت سطح الكباس اكثر من المنطقة المجاورة له وهذا مايوضحه الشكل (٤ - ١١)(Chancellor و Schmidt ، ١٩٦٢) . اقصى رص يحدث عند العمق ٤ سم تحت سطح الكباس وان المسامية الكلية للتربة الواقعة مباشرة تحت الكباس تكون مساوية الى المسامية عند العمق ٩ سم وهذا مايسبب نقصان في الفراغات البينية بحدود ٩٪ عن الفراغات البينية الاصلية وبالتحديد عند العمق ٢ سم وراء حافة الكباس ، وهذا التاثير يكون معنويا في الرص الحاصل بفعل اطارات المكائن والالات الزراعية .



الشكل (٤ - ١٠) تاثير الرص المتولد عن المكائن لطبقة ١ م من الترب الطينية غير المحصورة (عن Reaves and Nichols, 1955) .



شكل (٤ – ١١) فحص رص التربة أ– الخطوط المتساوية في مساميتها ب– المسامية مع العمق (عن Chancellor, Schmidt and Soehne, 1962).

توزيع الضغط تحت تأثير عجلات المكائن والالات الزراعية

ان توزيع الضغط في التربة تحت العجلات يعتمد على

١ – كمية الثقل والذي يقدر الضغط الكلي الناتج عن المكائن.

٢ – حجم المساحة الملامسة بين العجلات والتربة والتي تقدر كمية الضغط لكل انج مربع.

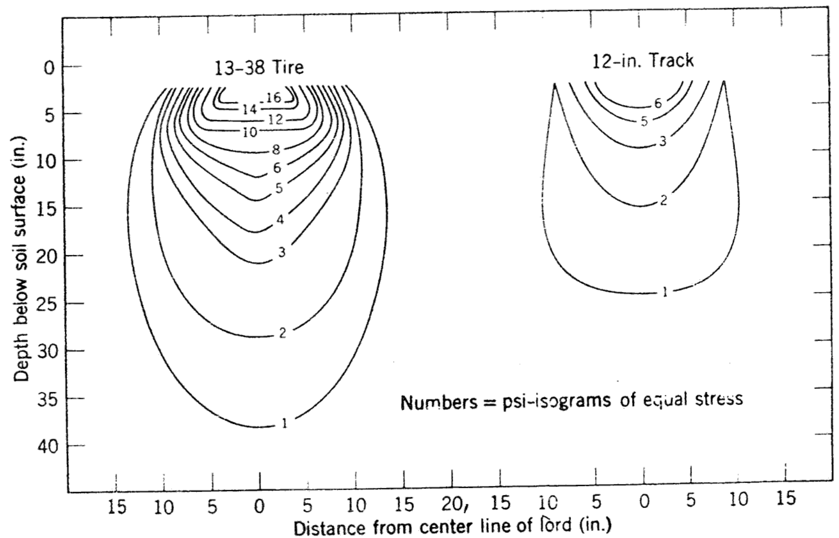
٣ – توزيع الضغط ضمن مساحة التلامس.

٤ – المحتوى الرطوبي وكثافة التربة.

ان منحنى توزيع الضغط مع العمق يكون بيضوي الشكل، وان الخطوط المتساوية في الجهد تكون دائرية وصلبة وفي التربة الجافة والملساء يكون على شكل نصف كروي طبقا لجريان التربة على الجوانب. ان عمق الخطوط المتساوية في جهدها تزداد مع المحتوى الرطوبي، عمق الالات في الترب الرطبة ينتج عنها جريان لدن اكثر من رص التربة وهذه تحدث عندما يكون جهد القص اكثر من محصلة القوة. وعندما يكون هناك انزلاق

للعجلات ، فطبقة رقيقة من التربة يحدث لها رص عن طريق تلاصق الدقائق المباشرة تحت العجلات. رص التربة تكون ناتجة عن القوة الافقية المتسببة عن قوة الدفع فضلاً عن القوة العمودية الناتجة عن ثقل المكائن والالات(Gill و Reaves، ١٩٥٦) ،وحوالي ١٠٪ من ضغط الرص الخاص بعجلات المكائن ناتج عن الجهد الافقي.

ان نوع المكائن ينتج عنها ذبذبة في الجهد والذي يجعل الجهد الكلي اكثر من المعدل لنفس ضغط الارض لكل انج مربع. درس كل من Reaves و Cooper ، ١٩٦٠ توزيع الجهد تحت الماكنة ١٢ انج و١٣ – ٣٨ عجلة عندما يكون الثقل بحدود ٣٦٠٠ باوند عند سحبها لـ ١٥٠٠ باوند ضغط الارض لكل انج مربع كان ١٢,٣ للمكائن و ٢٥,٤ باوند/ انج مربع * للعجلات وهذا الاختلاف كان طبقا لطول منطقة التلامس مع التربة ، حيث كانت مسافة التلامس للماكنة ٥ قدم في حين كان للعجلات ٢ قدم. اقصى جهد تحت المركز لكليهما عند حوالي ٣ انج وبعدها يقل على الجوانب والاتجاه العمودي كما في الشكل (٤ – ١٢).



شكل (٤ – ١٢) علاقة عمق التربة تحت سطح التربة والمسافة عن مركز الخط تحت عجلات الالات موضحا الجهد العمودي. (عن Reaves and Cooper, 1960).

---

* ١ بار= ٠,٩٩ جو= ١٤,٥٠ باوند لكل انج مربع

الجهد تحت العجلات كان ضعف الجهد تحت الماكنة، فقد لوحظ بان خط التساوي ٦ باوند لكل انج تحت الماكنة يصل لعمق حوالي ٥,٥ انج في حين كان تحت العجلات يزيد عن ١٢ انج.

ان اشكال مقاومة الاختراق لايتأثر بنوع التربة، ففي الترب الخشنة النسجة كالرمل فان مقاومة الاختراق تزداد طرديا مع العمق، وفي الترب المزيجية الغرينية بنسبة ١٦٪ طين والتي يحصل لها رص في الحالة الرطبة، فان المقاومة تزداد بسرعة مع العمق لعدة سنتمرات وبعدها تبقى ثابتة.

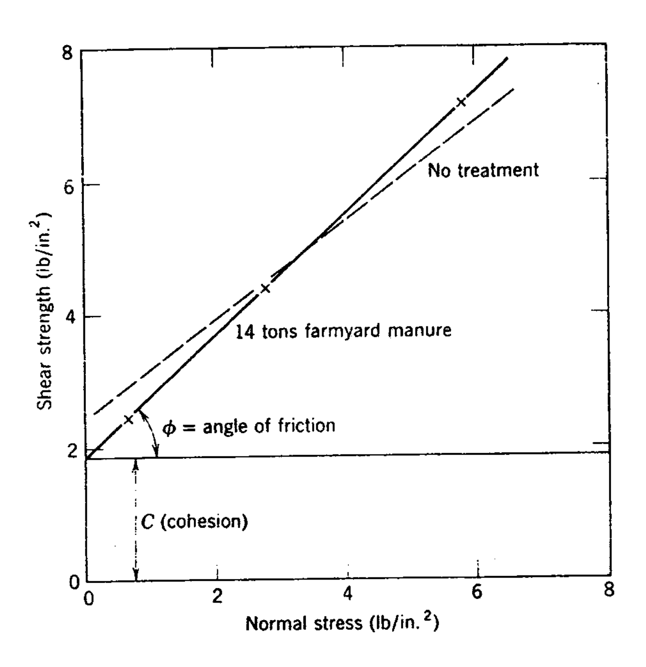
قوة القص للتربة

أ- اسس اجهاد القص

يمكن تعريف قوة القص للتربة بانها اقصى مقاومة داخلية للتربة ضد حركة دقائقها، وهذه المقاومة هي مقاومتها للانزلاق والزحف للتربة فوق تربة اخرى. ان القوة المقاومة للاجهاد تكون احتكاكا داخليا او زاوي اضافة الى قوة التلاصق، وطبقا لقانون كولومب، فان اجهاد القص يمثل رياضيا كما يأتي:

$$S = C + \tan\phi P$$

حيث ان S تمثل قوة القص، C تمثل قوة التلاصق، P الضغط الفعال الذي يكون متماسا مع مستوى القص، $\tan\phi$ معامل الاحتكاك، ϕ هي زاوية الاحتكاك. ان المحنى في الشكل (٤-١٣) يوضح تطبيق المعادلة الانفة الذكر لقيم قص التربة والمقاسة حقليا، عندما يكون عامل التلاصق صفرا، فان جهد التماس يكون اقل من ٢ باوند / انج مربع. وعليه، فطبقا لنظرية جهد القص الذي يزداد خطيا مع جهد التماس، وطبقا للمعادلة السابقة، يلاحظ بان مكونات مقاومة القص تتضمن التلاصق والاحتكاك والتي يعبر عنها بربط العوامل الفيزيائية والفيزيوكيميائية (Lambe، ١٩٦٠). ان العوامل الفيزيائية تؤثر اساسا على مكونات الاحتكاك ($\tan\phi$) في المعادلة، وهناك عمليتين تكونان مرتبطتين بذلك وهي مقاومة الانزلاق لدقائق التربة فوق بعضها البعض وتشابك الدقائق مع بعضها البعض الاخر. ان حركة الدقائق المتشابكة مع بعضها تحتاج الى ان الدقائق يجب ان تتحرك عموديا تحت الجهد المسلط قبل قدرتها على التحرك افقيا فوق الدقائق المجاورة



شكل (٤ -١٣) تطبيق معادلة كولومب تحت ظروف الحقل تمثل علاقة قوة القص مع الجهد العمودي (عنFountaine (Brown and Payne,1956

لها وهذا يعني بان هناك زيادة في حجم التشابك بين الدقائق ، ويحتاج الى جهد افقي كبير عند مقارنتها مع الدقائق الواجب حركتها افقيا فقط. ان المكونات الفيزيائية لقوة القص تتناسب طرديا مع جهد التماس الفعال ويكون ذا اهمية كبيرة مع الدقائق الحبيبية اكثر من دقائق الطين. اما العوامل الفيزيوكيميائية فالتعبير عنها يكون من خلال عامل التلاصق في المعادلة الانفة الذكر، حيث ان التلاصق يكون دالة لكل من قوة التجاذب والتنافر في تفاعلات دقائق الطين وذلك لوجود عدة تداخلات في قوى الربط ، بينما قوى التنافر ناتجة من تأثير الطبقة الايونية المزدوجة حول الدقائق والتي تعتمد على تجميع الكاتيون الممتص. يلاحظ بان الماء يلعب دورا مهما في تقدير قيم قوى التلاصق التي تتأثر بالمسافة بين الدقائق وقوى التجاذب المرتبط بتقعر الماء والهواء . ان تطبيق القوة الضاغطة على التربة سوف تزيد من التلاصق عن طريق تغيير تحويرات دقائق التربة وتقليل المسامات البينية بين الدقائق وتأثيرها على قوة التجاذب والتنافر، حيث ان مكونات التلاصق ربما يعبر عنها خلال تكوين دقائق كبيرة من الدقائق الصغيرة والتي بدورها تؤدي الى زيادة زاوية الاحتكاك بدلا من رفع تقاطع وتماس قوى التلاصق.

طرق تقدير قوة القص

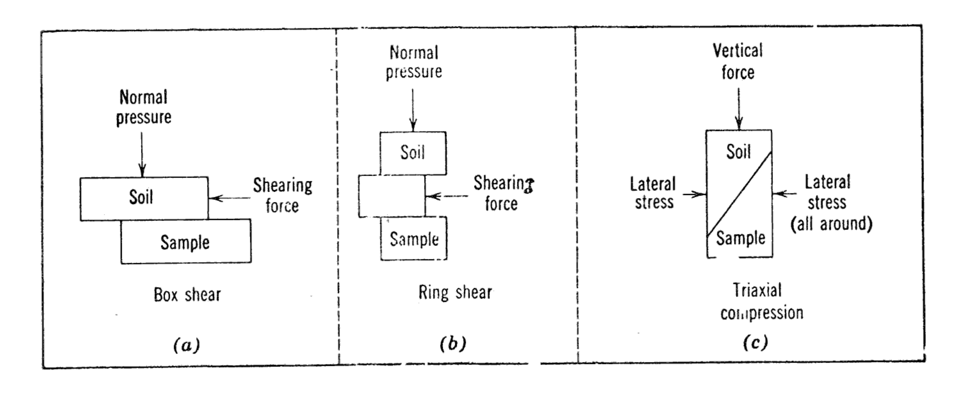
هناك بعض الطرق التي يمكن استخدامها لتقدير قوة القص ، واكثر الطرق المستعملة بدرجة واسعة هما الطريقتين الاتيتين:

١- فحص قوة القص بالطرق المباشرة .
٢- فحص القص الثلاثي المحور.

أ- فحص قوة القص بالطرق المباشرة

يلاحظ بان هناك متغيرين عند أستعمال الطرق المباشرة، صندوق القص وفحص القص الحلقي. يعد هذا الفحص من اقدم واسهل انواع فحوصات القص ، حيث يجري هذا الفحص في صندوق القص الموضح في الشكل (٤-١٤أ) ويتألف هذا الصندوق من جزئين العلوي ثابت والسفلي متحرك، حيث يثبت الجزئين على بعضها البعض ، وتوضع العينة داخل الصندوق بمعدل نصف عينة في كل جزء وتوضع الصفائح النفاذة او امشاط نحاسية على سطحي العينة العلوي والسفلي. ترفع مسامير التثبيت التي تربط جزئي الصندوق قبل تعريض العينة الى قوة القص، وهناك مسمارين اخرين لتحديد المسافة ويمران خلال الجزء العلوي من الصندوق فقط ، وبعد رفع مسماري التثبيت يدور مسماري المسافة بحيث يكون هناك فراغ صغير بين النصفين. اما المسافة بين اجزاء وعاء التربة فتتحدد بالحجم الاقصى لجزيئات التربة وهناك فراغ كاف في نصفي الصندوق بحيث لايركب الجزء العلوي على حبيبات التربة الواقعة بين الحافات. يسلط ثقل عمودي لوحدة المساحة على جزء العلوي ثم تعرض العينة الى جهد عند مستوى القص كما في الشكل السابق ويحدث القص نتيجة تسليط قوة قص على الجزء الأسفل مع بقاء الجزء العلوي ثابتاً. تزداد قوة القص تدريجياً او على مراحل وتقاس بواسطة حلقة القياس ويطلق عليها بالحركة النسبية بين الجزئين العلوي والسفلي بازاحة القص وتقاس عن طريق المقياس القرصي.

اما عند فحص القص الحلقي، يوضع نموذج التربة في وعاء معدني اسطواني الشكل ومركز الحلقة يمكن ضغطها خلال التربة لتعطي قصا ثنائيا. ان الضغط يسلط بتماس مع مستوى القص بواسطة البستن من اعلى الوعاء كما موضح في الشكل (٤-١٤ب).



شكل (٤-١٤) مكونات القوة المؤثرة عند فحص قوة القص.

ب- فحص القص الثلاثي المحور

يطلق على هذا النوع من الفحص بفحص الانضغاط الثلاثي المحور حيث توضع العينة بين الصفائح النفاذة او اقراص معدنية، يبلغ قطر العينة حوالي ٣,٨ سم وارتفاعها ٧,٦ سم وقد تستخدم عينات اكبر حجما في بعض الاجهزة. يغطى السطح الاسطواني للعينة بغشاء مطاطي رقيق لغرض عزل الماء في فجوات العينة عن المائع في وعاء الفحص. يسلط ضغط المائع وهو الهواء او الماء او مزيج من الهواء والماء داخل الوعاء الذي توضع فيه العينة ويسيطر على هذا الضغط بواسطة خلية السيطرة على الضغط ويقاس بواسطة مقياس الضغط، ويؤثر ضغط الوعاء بانتظام على طول العينة بما فيها السطح العلوي والسفلي يسلط ثقل عمودي اضافي عادة برفع الوعاء بواسطة الرافعة ويكون ذراع الثقل مستندا على اعلى العينة وصامولة مثبتة بحلقة القياس التي تقيس الثقل. يقاس القص المحوري بواسطة مقياس قرصي مثبت في اسفل حلقة القياس وعند ارتكازه في اعلى وعاء الفحص. ان الجهاز المستخدم في هذه الطريقة يسمح بسيطرة جيدة على اجهاد القص والتغيرات الحجمية خلال القص عند مقارنتها مع جهاز فحص القص المستخدم لعملية القص في الطريقة المباشرة.

علاقة قوة القص مع لدانة التربة

ان زيادة الضغط المسلط على التربة يؤثر على المسافة بين الدقائق وبالتالي يؤدي الى زيادة قوة التجاذب والتي ينتج عنها رفع قيم قوة القص بتناسب طردي مع الجهد. لذا فان قيم القص للترب اللدنة تزداد بنسبة الجهد المسلط والمتعامد على مستوى القص، اما قيم قوة القص في حالة الترب الغير متصلبة تزداد خطيا مع المحتوى الرطوبي الى اقصى مايمكن قرب حدود اللدانة وبعدها تقل الى اقل مايمكن عند حد السيولة كما يلاحظ من الشكل (٤-٧). اما في حالة الاغلفة المائية الرقيقة والتي عندها يكون الشد الخاص لحدوث التلاصق بالقرب من حد اللدانة فيجب توقع حصول ذلك كما في الشكل اعلاه، اما قوةالشد في حالة الاغلفة المائية الخاصة بحد السيولة فتكون صغيرة وحدوث الجريان يكون سهلا حال تكون الترب اللدنة فيكون هناك احتكاك داخلي قليل جدا، وعليه فقوة القص تكون دالة للغلاف المائي الخاص بقوة التلاصق عند الحدود الواقعة بعد حد اللدانة. اما عند وصول المحتوى الرطوبي حد السيولة، فقوة القص يفترض انها تتميز بالجريان اللزج، فاقصى قيمة لقوة القص تكون متناسبة مع دليل اللدانة، كما هو متوقع عندما تكون قوةالقص دالة لقوة التلاصق طبقا للاغلفة المائية. ان ارتفاع نشاط دليل اللدانة للطين فتكون حصة التلاصق الكبيرة على حساب قوة القص. يمكن اعتماد حد اللدانة في التعرف على خصائص قوة القص للتربة على اساس الجهد المضاف والمحتوي الرطوبي للتربة والمعادلة الاتية توضح ذلك

$$F_s = \frac{(PL - W)(0{\cdot}66\ PI + P + 1{\cdot}8)}{PI}$$

حيث تمثل F_s قوة القص، w المحتوى الرطوبي، P جهد التماس، PL، PI حد اللدانة ودليل اللدانة على التوالي. ان الترب الطينية يمكن ان تولد قوة شد مقداره ٦٦٦ سم من الماء والذي يعادل PF = ٢,٨٢، وعند قصها باقصى قوة قص والتي تحدث عند حدود اللدانة (Greacen، ١٩٦٠). عند تطبيق جهد القص هناك انخفاض ونقصان في نسبة المسام وتصل تقريبا لقيم ثابتة عند الشدود العالية، وهذا يعني تولد تأثير الرص والانضغاط. ان العلاقة الخطية بين الشد الرطوبي والمحتوى الرطوبي بين حدي اللدانة والسيولة يعبر عنه بالمعادلة الاتية:

$$W = A \log P^{l} + C$$

حيث ان P^1 تمثل الشد الرطوبي للتربة ، A و C هي قيم ثابتة

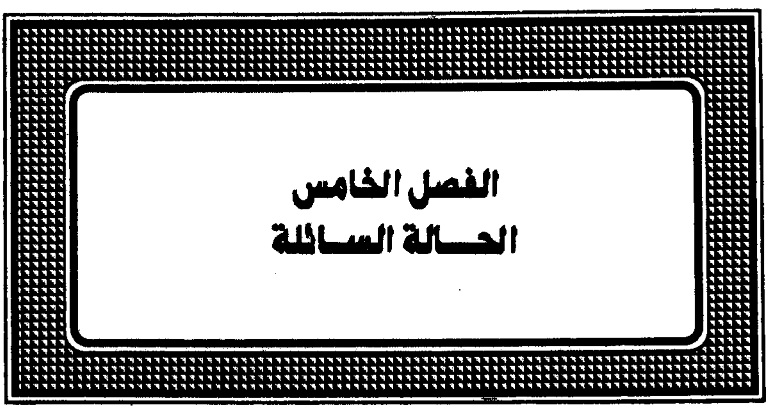
$$A = \frac{dw}{d \log P^1} = \frac{(LL - PL)}{(PF_{LL} - PF_{PL})}$$

$$C = A + LL$$

$$\log P^1 = 1 + 1{\cdot}82 \frac{(LL - W)}{(LL - PL)}$$

فضلا عن ذلك فان LL و PL تمثل حدي السيولة واللدانة وان PF_{LL} و PF_{PL} تمثل الشد للحدود الانفة الذكر.

لذلك فالقوة المكافئة للطين LogS تكون مكافئة الى $\log P^1$ عند افتراض ان P^1 هي قوة الشد لسلسلة الطين عندما تكون القوة المطبقة او المضافة صفرا ، وعليه P^1 يصبح الضغط الفعال في المعادلة الاخيرة والتي تمثل القوة المكافئة للطين log S الى محتواها الرطوبي والتي تزداد مع جهد الشد. اما عند حد السيولة PF = 1 ، فان قيم القوة تصل لحد ١٠٠٠غم/سم^٢ للترب الطينية الثقيلة.



١ – المحتوى الرطوبي للتربة وطرق قياسها

قياس ماء التربة (رطوبتها)

ان الحاجة لتقدير كمية الماء التي تحتويها تربة معينة تبرز بشكل واضح في مجالات التحري عن التربة والصفات الهيدرولوجية. هناك طرق مباشرة وغير مباشرة لقياس رطوبة التربة، وهناك عدة طرق يمكن اتباعها للتعبير عنها كمياً، حيث لاتوجد طريقة متماثلة ومتكاملة لايجاد النتيجة المثلى لتقدير المحتوى الرطوبي (Gardner، ١٩٦٥).

رطوبة التربة عادة مايعبر عنها على اساس انها نسبة مجردة من الوحدات، على اساس انها كتلة الماء الى كتلة التربة الجافة أو على اساس حجم الماء الى الحجم الكلي للتربة، وهذه النسب تكون عادة مضروبة في الرقم (١٠٠) لكي يعبر عنها كنسبة مئوية سواءا على اساس الكتلة أو الحجم. الان سوف نستعرض بعضا من الطرق بصورة وصفية وبايجاز والتي تكون من اكثر الطرق المتبعة في تقدير المحتوى الرطوبي:

١ – اخذ النموذج وتجفيفه Sampling and Drying

وهي من الطرق التقليدية لقياس المحتوى الرطوبي للتربة على اساس الكتلة وذلك باستخلاص نموذج التربة (بواسطة الاوكر) وتقدير رطوبته بتعيين وزنه الرطب ووزن نموذج التربة الجاف (بعد وضع النموذج في الفرن على درجة حرارة ١٠٥ ^{o}م لحين ثبوت الوزن).

الرطوبة الوزنية (كتلة الرطوبة) هي عبارة عن النسبة بين الفقد في الوزن عند التجفيف الى الوزن الجاف لنموذج التربة. عادة مايكون استعمال نسبة كتلة الماء الى التربة، ويرمز لرطوبة التربة على اساس الكتلة الجافة θ_{md} ، كتلة رطوبة التربة θ_{mw}

$$\theta_{md} = \frac{\theta_{mw}}{1 - \theta_{mw}}$$

ويمكن تحويل كل منها الى الحالة الثانية باتباع المعادلات الآتية :

$$\theta_{md} = \frac{\theta_{mw}}{1 - \theta_{mw}}$$

$$\theta_{mw} = \frac{\theta_{md}}{1 + \theta_{md}}$$

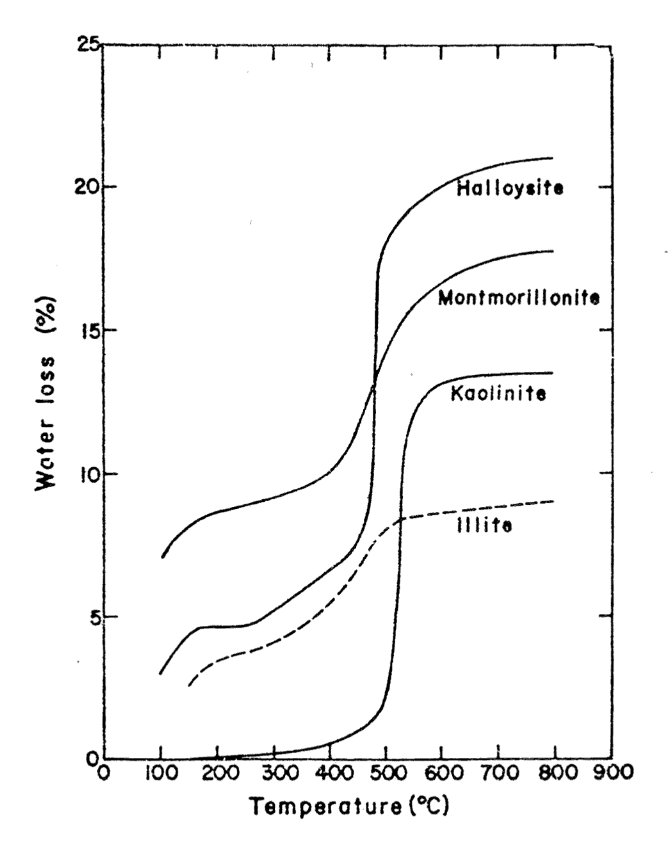
وللحصول على رطوبة التربة على اساس الحجم (θ_v) من الطرق الوزنية، يجب قياس الكثافة الظاهرية (ρ_b) في نموذج التربة المستقل وباتباع المعادلة

$$\theta_v = \left(\frac{\rho_b}{\rho_w} \right) \theta_{md}$$

ان قياس الكثافة الظاهرية، خصوصا في الحقل يكون صعبا ومعرضاالبعض الاخطاء. الطريقة الوزنية نفسها تعتمد على عملية اخذ النموذج، نقله واعادة وزنه والتي قد تكون معرضة لبعض الاخطاء، وتكون العملية مجهدة وتحتاج الى وقت، وبسبب ان فترة ٢٤ ساعة عادة مسموح بها لاكمال التجفيف. الطريقة القياسية باستعمال التجفيف في الفرن تكون ايضا اعتباطية. بعض انواع الطين ربما لاتزال تحتوي على كمية ولو ضيئلة من الماء المدمص حتى عندالتجفيف على ١٠٥°م الشكل (٥-١). من جهة ثانية بعض المواد العضوية ربما تتاكسد وتتحلل عند هذه الدرجة وعليه فان الفقد في الوزن ربما يكون ناتجاً عن تبخرالماء فضلاعن التغيرفي وزن المادة العضوية.

الاخطاء الناتجة عن استعمال الطريقة الوزنية يمكن اختزالها بواسطة زيادة حجم وعدد النماذج الخاصة بالتربة.

ولهذه الاسباب فان كثير من الباحثين يفضلون الطرق غير المباشرة والتي تسمح في كثير من الاحيان الحصول على قراءات مستمرة لنفس النقطة ، خاصة عند وضع الادوات وتعييرها لاخذ القراءات بزمن قليل وكذلك لاتحتاج الى جهد كبير.



شكل (٥-١) منحنى اعادة التميع لبعض المعادن الطينية عند الدرجات الحرارية المختلفة . (عن Marshal ، ١٩٦٤).

٢- طريقة التوصيل الكهربائي (المقاومة الكهربائية) Electrical Resistance

المقاومة الكهربائية لحجم معين من التربة لاتعتمد على المحتوى الرطوبي للتربة ، لكنه يـ... على مكونات التربة ، النسجة وكذلك على تركيز الاملاح الذائبة . من الجهة الثانية المقاومة الكهربائية للاجسام المسامية التي توضع في التربة وتترك لغرض التعادل في المحتوى الرطوبي للتربة يمكن في بعض الاحيان معايرتها مع المحتوى الرطوبي (المائي) ويطلق على

هذه الوحدات بقوالب المقاومة الكهربائية ، والتي تحتوي على زوج من الاقطاب المغموسة في الجبسوم (Bouyoucos and Mick، ١٩٤٠) أو قد يغمس في النايلون أو صوف الزجاج (Colman and Hendrix، ١٩٤٩).

القوالب المسامية تغمر في التربة وعندها تميل للتعادل مع المحتوى الرطوبي للتربة (جهد الشد) بدلا من المحتوى الرطوبي للتربة مباشرة. الترب المختلفة يمكن ان يكون لها رطوبة مختلفة ولهذا تكون علاقة المحتوى الرطوبي مع جهد الشد مختلفة (مثال ذلك الترب الرملية ربما تحتفظ باقل من ٥٪ من رطوبتها عند شد ١٥٠٠ كيلو باسكال ، في حين الترب الطينية تحتفظ بثلاثة أو اربعة اضعاف هذه الكمية عند نفس الشد). وعليه فان معايرة القوالب المسامية قبل الاستعمال يعد من الاسس المفضلة ، خاصة عندما تكون التربة المستعملة لغرض المعايرة مبعثرة ومختلفة البناء عن طبيعة التربة في الحقل. ان تعادل القوالب المسامية مع رطوبة التربة ربما تتاثر بظاهرة الهيسترسيس Hysteresis (التخلف في المحتوى الرطوبي) أو التغير في الاتجاه. ان الصفات الهيدروليكية للقوالب (درجة تلامسها مع التربة) ربما تعترض حصول التعادل بسبب تداخل الزمن وحالة الماء المقاس بواسطة القوالب اضافة لحساسية القوالب.

التوصيل الكهربائي لمعظم القوالب المسامية تكون مستندة طبقا لنفوذية السوائل بدلا من الدقائق الصلبة وعليه ، تعتمد على المذاب الالكترودي الموجود في السائل فضلا عن المحتوى الحجمي من السائل . تصنع القوالب المسامية من المواد الخاملة مثل صوف الزجاج والتي تكون ذات حساسية عالية لاي تغيرات صغيرة في ملوحة التربة لمحلول التربة من جهة ثانية ، القوالب المصنوعة من الجبسوم(Plaster of Paris)تحتوي على تركيز الكترودي ثابت ، وعند مقارنته مع القوالب المشبعة بكبريتات الكالسيوم ، يؤدي ذلك الى حدوث اختلافات صغيرة او متوسطة في محلول التربة المتغير عند اضافة الاسمدة او مستويات واطئة من الاملاح ، وسبب ان الجبس ذات قابلية ذوبان عالية ، فان القوالب تتاكل في التربة عند وضعها لفترة طويلة.

نتيجة لهذه الاسباب وغيرها مثل حساسيته للحرارة ، فان تقييم رطوبة التربة بواسطة استخدام قوالب المقاومة تكون ذات دقة محدودة . لقد وجد بان رطوبة التربة عند استخدام قوالب المقاومة اكثر اعتمادا وميولا في حالة التربة ذات المديات القريبة من

الجفاف عن الترب الرطبة (Johnson ، ١٩٦٢). من محاسن استخدام قوالب المقاومة هو امكانية ربطها الى مسجل والحصول على قراءات مستمرة لرطوبة التربة في الحقل .

٣- طريقة المدس النتروني Neutron Scattering

حصلت هذه الطريقة على اقبال واسع في السنوات الحديثة لغرض تنظيم مقدات المحتوى المائي للتربة في الحقل ، ومن محاسنها هو السماح لاعطاء قراءة سريعة ومستمرة لنفس الموقع والعمق للمحتوى الرطوبي للتربة . الجهاز يعرف بعداد المدس النيتروني والذي يتكون من جزئين اساسيين :

١- المدس Probe

والذي يدخل في الانابيب بصورة عمودية ويوضع داخل التربة ويحتوي على مصدر النيترونات السريعة ومستقبل للنيترونات البطيئة .

٢- العداد او المقياس Sceller or ratemeter

عادة مايجهز بقوة عن طريق ربطه بالبطارية ويكون متحركا لكي ينظم جريان النيترونات البطيئة ، والتي تكون متناسبة مع المحتوى الرطوبي . مصدر النترونات السريعة ربما تكون من خليط (٢ - ٥ مليكيوري) لكل من الراديوم والبيريليوم (الذي يشع اشعة كاما الخطرة) ، او قد تكون مزيجا من اميريسيوم مع البيريليوم (اقل خطرا لاشعة كاما) . مصدر المواد التي تختار يكون تبعا لطول عمر هذه المواد (مثل الراديوم - بيريليوم لها عمر يقدر بـ ١٦٢٠ سنة) ولهذا يمكن استخدامها لفترة طويلة دون حدوث اي تغيرات في جريان الاشعة .

النيترونات السريعة تنبعث كأشعة الى التربة ، وتواجه مختلف نواة الذرات المطاوعة ، وتدريجيا تفقد بعضا من طاقاتها الحركية . ومعدل الطاقة المفقودة يكون اقصى مايمكن عندما تكون سحابة النترونات المصطدمة مع الدقائق المساوية تقريبا لها في الكتلة . مثل هذه الدقائق تكون نواة الهيدروجين في الماء . يكون معدل عدد التصادمات المحتاجة الى بطء النيترونات من 2MeV الى طاقة حرارية تكون ١٨ للهيدروجين ، ١١٤ للكاربون ، ١٥٠ للاوكسجين ، وتحتاج 6 + 9N للنواة ذات العدد الكتلي الكبير او الاكبر من

Weinberg and Wigner)N، ١٩٥٨) . في التطبيق العملي ، وجد بان النيترونات السريعة في التربة متناسبة مع المحتوى الهيدروجيني للتربة ،النيترونات البطيئة (الحرارية) تشع عشوائيا في التربة مشكلة سحابة حول المدس(probe)، بعضها ترجع الى المدس والتي تم تسجيلها من قبل العداد الخاص بالنيترونات البطيئة.

حجم التربة المؤثر والتي يكون محتواها الرطوبي مقاسا بواسطة المدس النيتروني تعتمد على تركيز نواة الهيدروجين مثل اعتمادها على حجم الترطيب للتربة ، فضلا عن طاقة النيترونات السريعة المنبعثة . ان الاستخدام الاعتيادي لمصدر الراديوم– بيريليوم ، حجم التربة المقاس يكون ذو تاثير كروي والتي تكون في حالة التربة الرطبة ذات قطر ١٥ سم ، لكن في الترب الجافة نسبيا تكون ذات قطر ٥٠ سم او اكبر(de vries and Kiny ، ١٩٦١ و Van Bavel et, al ، ١٩٦١) وهذا التغير يجعل الجهاز غير ملائم للتحسس في المحتوى الرطوبي المتقطع (جبهة الابتلال او الحدود بين الطبقة) . او للقياس القريب من سطح التربة . طريقة معايرة قياس المحتوى الرطوبي بالمدس النيتروني قد وصفت من قبل (Holmes ،١٩٥٦ و Holmes and Jenkinson ، ١٩٥٩) في معظم الترب من الممكن الحصول على منحني خطي معتمداً على معدل العد المعتمد على حجم التربة الرطبة.

ان الاستعمال الخاطئ للادوات والاجهزة يمكن ان تكون خطرة ، والتي تكون ناتجة من التعرض الى الاشعاعات المعتمدة على قوة المصدر، المسافة بين المصدر والشخص العامل على الاجهزة ، فترة التعرض لهذه الاشعاعات. الجدار الحامي يتكون من الرصاص والبارافين او البولي اثيلين ويعد مكونا ضروريا لهذا الجهاز ويخدم كمادة مدمصة قياسية لغرض تحديد دقة القراءة . عندما تكون العناية جيدة ، يمكن استخدام الجهاز بكل امان.

٤– طرق اخرى Other methods

من الطرق التكنيكية الاخرى لقياس رطوبة التربة تتضمن استخدام اشعة كاما (Curr ، ١٩٦٢) ، اعتماد الخصائص الحرارية للتربة على المحتوى المائي ، واستخدام الاشعة الموجبة . قليل من هذه الطرق تستخدم بشكل واسع ، وفي التطبيق العملي لازالت قسما منها يستخدم روتينيا لغرض تطبيقه في الحقل.

حالات الماء في التربة :

١ – حالة طاقة ماء التربة :

ان ماء التربة يشبه بقية المواد او الاجسام في الطبيعة ، يحتوي على طاقة بكميات واشكال مختلفة : منها الحركية والكامنة ، وبسبب ان حركة الماء في التربة بطيئة فطاقته الحركية والتي تكون متناسبة مع مربع السرعة تعد مهملة من جهة ثانية ، فالطاقة الكامنة التي تعتمد اساسا على الموقع او الظروف الداخلية تعد مهمة في تقدير الحالة والحركة للماء في التربة .

الطاقة الكامنة لماء التربة تختلف ضمن مديات واسعة ، فاختلافها بين نقطة واخرى يعطي الفرصة للماء بالتدفق خلال التربة . وتميل للحركة من النقطة التي يكون فيها جهد الطاقة عاليا الى النقطة التي تكون طاقتها واطئة الى ان تصل لحد التعادل مع المحيط المجاور. ماء التربة يخضع لنفس القانون حتى عند وصوله لحالة التعادل ، وحركته تكون ثابتة في اتجاه نقصان طاقته الكامنة . وفي الحقيقة ، معدل نقصان الطاقة الكامنة مع المسافة هي القوة المحركة التي تسبب التدفق او الجريان . المعلومات النسبية عن حالة طاقة ماء التربة عند اية نقطة في التربة او خلالها يمكن عن طريقها تقييم القوة التي تحرك ماء التربة في جميع الاتجاهات ، والتي تقدر الفترة الزمنية التي يستغرقها الماء في نظام التربة حتى يصل لحد التعادل (مثل تماثل حالة الطاقة الكامنة خلال النظام) .

بصورة عامة ، يلاحظ ان الكمية المطلقة من الطاقة الكامنة «التي يحتويها» او« توجد في الماء» ، لم تكن مهمة بنفسها ، لكن المهم هو المستوى النسبي لتلك الطاقة واختلاف نطاقها بالتربة . ظواهر طاقة ماء التربة يعبر عنها بعدة اصطلاحات فقد يعبر عنها بالطاقة النوعية الكامنة لماء التربة نسبة الى الماء في حالته القياسية .

بصورة عامة الحالة القياسية يكون استعمالها افتراضيا الى الخزان الحاوي على ماء نقي وحر، تحت الضغط الجوي ، وعند نفس درجة الحرارة كما هو الحال في ماء التربة (او عند اي درجة حرارة معينة) وعند مستوى معين او ثابت . وبسبب ان المستوى الافتراضي

للخزان يمكن ان يثبت ، فان ذلك يتبع الطاقة الكامنة والتي يتم تقديرها بالمقارنة مع الحالة القياسية وهي ليست مطلقة ، بل تكون اعتباطية ، لهذا يمكن تقدير الطاقة الكامنة النوعية عند مواقع مختلفة وبازمنة مختلفة ضمن التربة .

ان الطاقة التجميعية يمكن ان نحصل عليها بضرب القوة في المسافة التجميعية (المتراكمة) ، ولهذا فان نسبة الطاقة الى المسافة التجميعية ، يمكن ان تعطي القوة الناتجة عنها . وطبقاً لذلك فالقوة التي تحرك ماء التربة وتوجهه من النطاق ذو الطاقة الكامنة العالية الى النطاق ذو الطاقة الواطئة يكون مساويا الى الانحدار السالب في الطاقة الكامنة والذي يعبر عنه بنسبة التغير في الطاقة الى التغير في المسافة $\left(\frac{d\psi}{dX}\right)$ ، وان الاشارة السالبة في القانون الخاص في حركة الماء توضح بان القوة تتحرك في اتجاه نقصان الطاقة وتعد ظواهر طاقة ماء التربة من الظواهر ذات الاهمية الكبيرة في العصر الحديث في مجال فيزياء التربة والتي من خلالها يمكن التحقق من تصنيف الاشكال المختلفة لماء التربة (مثل ماء الجذب الارضي ، الماء الشعري ، الماء الهيكروسكوبي .....الخ) ، وحقيقة ذلك تكمن في ان جميع ماء التربة ليس جزءاً منه يكون متاثرا بواسطة الجذب الارضي ونتيجة لذلك فهو متاثر بالجاذبية والتي قد لايظهر تاثيرها عند قيمة معينة من الرطوبة او حجم المسام .

نلاحظ بان القيمة الممكنة لجهد او طاقة ماء التربة تكون مستمرة ولاتتعرض لاي تغير مفاجئ من حالة لاخرى (عدا التغير في الحالة) .

عند تشبيع التربة بالماء ، فالماء يكون عند ضغط هيدروستاتيكي اكبر من الضغط الجوي (مثال ذلك مستوى الماء الجوفي) مستوى الطاقة الكامنة للماء ربما يكون اكبر من حالة المستوى القياسي ولذلك سوف يميل للتحرك من التربة الى الخزان . من جهة ثانية ، عندما تكون التربة رطبة ، لكنها غير مشبعة ، فالماء سوف لا يكون حر التدفق او الجريان الى ناحية الخزان عند الضغط الجوي .

تحت الضغط الهيدروستاتيكي الاكبر من الضغط الجوي ، فان طاقة ماء التربة (في غياب الضغط الازموزي) يكون اكبر من الحالة القياسية ونتيجة لذلك يعد "موجباً" اما في الحالة غير المشبعة للتربة ، يكون الماء تحت تأثير الخاصية الشعرية ، قوة الادمصاص تكون الطاقة الكامنة السالبة وتكون مكافئة للضغط الهيدروستاتيكي والذي يكون اقل من

الحالة القياسية . من الملاحظ تحت الظروف الاعتيادية للتربة في الحقل والتي تكون فيها التربة غير مشبعة ، فان جهد ماء التربة يكون سالباً ، قيمته عند اية نقطة تعتمد ليس فقط على الضغط الهيدروستاتيكي لكن ايضاً على الظروف الفيزيائية مثل الموقع (نسبة الى المستوى القياسي) ، تركيز المذاب والحرارة .

٢- الجهد الكلي لماء التربة :

لقد وصفت الطاقة الكامنة لماء التربة بطريقة نوعية ، اما من الناحية الثرمود انيماميك فيمكن ان نعدها بدلالة الفرق النوعي والجزيئي للطاقة الحرة بين ماء التربة والماء القياسي . ان جمعية فيزيائيو التربة التابع لعلوم التربة العالمي (Aslying et. al. ١٩٦٣) عرّفوا الطاقة الكلية لماء التربة بانها "كمية الشغل الواجب بذلها لكل وحدة كمية من الماء النقي لغرض نقلها عكسياً وبالتساوي لكمية من الماء من حوض الماء النقي عند مستوى محدد وتحت ضغط جوي واحد الى التربة (عند النقطة المعينة) . وهذا التعريف يعد شكلياً اما من ناحية التطبيق الفعلي فالطاقة لاتقاس بواسطة نقل الماء كما هي الحال في التعريف الأنف الذكر ، لكن بقياس بعض الصفات الاخرى والمتعلقة بالطاقة كما هو معروف (مثل هيدروستاتيك ، ضغط ، ضغط البخار والمستوى المحدد) .

هناك اعتراضات بان لاتوجد تغيرات في رطوبة التربة يمكن تطبيقها والتي تحصل معاكسة للواقع الفعلي (مثل التخلف في رطوبة التربة) ، أوأن الطاقة الكلية لاتحتاج لاية مقاومة تحت الظروف المتساوية . الصعوبة تكون عند محاولة حساب الطاقة الكلية بين المكونات المختلفة او الميكانيكية ومقارنتها .

التعريف الأنف الذكر يكون مستنداً على معادلة الثرموداينمك (Gibbs free energy)، الشكل الخاص بمعادلة المشتقة يزود بعض الانتقادات لحالة التعادل بين المكونات المختلفة والاتجاه في حالة تغير الموقع في نظام عدم التعادل ، في سنة ١٩٦٠ Philips قدم شكل التكامل لمعادلة الثرمودانميك الحرارية ليعطي الظواهر الخاصة بالطاقة الكلية للنظام خلال النقل من حالة لاخرى . ماء التربة يكون معرضاً لعدد من مجالات القوى والتي تجعل طاقته تختلف عن الماء الحر النقي مثل مجالات القوة الناتجة من تجاذب الاجسام الصلبة والماء ، فضلاً عن وجود المذاب وعمل ضغط الغاز البخاري

والجذب ، وطبقاً لذلك فان الطاقة الكلية لماء التربة يمكن التعبير عنها بحاصل جمع العوامل المختلفة مع بعضها .

$$\psi_T = \psi_g + \psi_p + \psi_m + \psi_0 + \ldots$$

حيث تمثل ψ_T الطاقة الكلية وان $\psi_o , \psi_m , \psi_p , \psi_g$ تمثل طاقة الجاذبية ، طاقة الضغط ، طاقة الشد والطاقة الازموزية على التوالي ، والاحرف الموجودة في نهاية كل حد من حدود المعادلة يمثل نوع الطاقة . لاتعمل الطاقة الواحدة بنفس الطريقة ، وان فصلها لايكون متساوياً في التأثير على التدفق او الجريان (كمثال الانحدار في الجهد الازموزي يحتاج الى غشاء شبه نفاذ لكي يؤدي الى تدفق السائل) . من المحاسن الرئيسية للطاقة الكلية هي اعطائها قياساً موحداً ، والتي عندها يكون تقييم الحالة الخاصة للماء في اي وقت ومكان خلال وسط التربة – النبات والجو.

٣– اساسيات الثرموداينميك (الدانيميك– الحرارية) في ظواهر الطاقة :

لمزيد من الايضاح ، يكون من المفيد عند هذه النقطة الانتقال من الموضوع المتعلق بماء التربة لغرض توضيح داياناميك الحرارة المرتبطة بظواهر الطاقة . في العقود الماضية عدة محاولات اجريت لتطبيق الاساسيات والمصطلحات الخاصة بالثرموداينميك وربطها مع ماء التربة الممسوك ، حركة الماء في التربة وكذلك خلال نظام التربة والنبات . في سنة ١٩٤٣ اجريت محاولات من قبل Edlefsen and Anderson لتطوير الثرموداينميك الكلاسيكية وكذلك في سنة ١٩٥٩ Guggenheim والذي تعامل مع حالة التعادل والعمليات العكسية والتي تخدم فقط لوصف القوة التي تعمل على الماء وطاقة ضغطه . يلاحظ بان حالة التعادل تحدث بصورة نادرة في الطبيعة والتي قد تؤدي الى حصول العمليات العكسية ، ولوصف مثل هذه العمليات والتي تعرف بالحالة غير المتعادلة او العكسية (الثرموداينميك العكسية) والتي قد تطورت في السنوات الحديثة من قبل كل من Prigogine ، ١٩٦١ و deGroot ، ١٩٦٣ و Katchalsky and Gurron ، ١٩٦٥ . ان تطبيقات الثرمودايناميك مع ظواهر ماء التربة سوف نتكلم عنها في الفصول القادمة ، وفي هذا الفصل سوف نتطرق عن الثرموداينميك الكلاسيكية .

تعتمد ظواهر الطاقة بصورة اساسية على القانون الاول والثاني للطاقة ، والقانون الاول هو الاكثر تطبيقاً وذو مدى انتشار واسع المعرفة ويعرف بقانون حفظ الطاقة والذي ينص على ان الطاقة يمكن حفظها بين جسم واخر، ولايمكن تخليقها او تحطيمها.

$$dQ = dU + pdv + dw$$

حيث ان dQ تمثل الحرارة المضافة الى النظام ، وان dU ، Pdv يمثلان التغير في الطاقة الداخلية للنظام والشغل المسبب للتمدد بواسطة النظام على التوالي ، وان الشغل الاخر الناتج عن النظام والمحيط المجاور له يتمثل بـ dw.

القانون الثاني للثرموداينميك الحرارية يحدد اتجاه التغير في النظام المنتخب والذي يكون دائماً ناحية التعادل ، هذا القانون دقيق جداً وصعب التحقيق ، ويمكن وصفه بطرق متعددة ولاتوجد طريقة واضحة تعطي معنى متكاملاً للباحث المتتبع للامور. القانون الثاني للثرموداينميك عند تعريفه رياضياً له خاصتين: الحرارة المطلقة T (والتي تكون موجبة دائماً) وال entropy (S) كما في المعادلات الأتية :

لحالة العمليات العكسية $dQ = Tds$

لحالة العمليات غير العكسية $dQ < Tds$

وهذه الخصائص المركزة (مثل الحرارة ، الضغط والتركيز) تعتمد على حجم النظام ، اما الصفات الواسعة (مثل الكتلة والحجم) تعتمد على النظام ككل. ان معنى ال entropy غير واضح لحد الان ، والذي يكون عبارة عن القياس الداخلي وغير المرتب (العشوائي) للنظام ، وان التغير فيها يكون مساوياً الى النسبة بين الحرارة الداخلة الى حرارة النظام $\left(dS = \frac{dQ}{T} \right)$ يلاحظ في العمليات غير العكسية ds في النظام تكون اكبر من الصفر ، وعليه فان entropy تميل الى الزيادة التلقائية . يمكن كتابة القانون الثاني للداينميك الحرارية بالصيغة الاتية :

$$dU = TdS - Pdv$$

ان التغير في مشتقة الطاقة الداخلية للنظام ذو المكونات المتغيرة ، يمكن التعبير عنه بدلالة كل من s ، v ، n وعندما تكون n ممثلة لعدد من المولات لمكونات النظام (Guggen-heim ١٩٥٩ و Slaty ، ١٩٦٧).

$$dU = \left(\frac{\partial U}{\partial S} \right)_{vin} dS + \left(\frac{\partial U}{\partial V} \right)_{sin} dV + \left(\frac{\partial U}{\partial ni} \right)_{svnj} dni$$

اما من ناحية كمية الثرموداينميك الحرارية ذات الفائدة هي طاقة جبس الحرة Gibbs free energy لهذا فالطاقة الكيميائية μ_i لمكونات النظام المتغيرة يمكن تعريفها على اساس الجزء المولالي للطاقة الجبسية الحرة Gi ، وان التغير في الطاقة الحرة للنظام مع تغير التركيز للمكونات تكون مكافئة الى :

$$G_i = \left(\frac{\partial G}{\partial ni} \right) T, P, nj = \mu_i$$

اذن ، فان المشتقة الكلية للطاقة الكيميائية تكون

$$d\mu_i = \left(\frac{\partial \mu i}{\partial T} \right)_{p,ni} dT - \left(\frac{\partial \mu i}{\partial P} \right)_{T,ni} dP - \left(\frac{\partial \mu i}{\partial ni} \right)_{T,P,nj}$$

وعليه ، فان الطاقة الكيميائية تكون عبارة عن التعبير لحالة الطاقة الكامنة لمكونات النظام المختلط في غياب القوة الخارجية ، خاصة عندما تكون الحرارة ، الضغط والمكونات الاخرى فقط متغيرات مؤثرة . الطاقة الكيميائية تتضمن تأثير الجاذبية ، الطرد المركزي او مجال القوة الكهربائية ، وتكون ثابتة في النظام عندما تكون المكونات لكل من الحرارة ، الضغط وكذلك التركيز ثابتة ، وعند وجود حالة التعادل . اما في النظام غير المتعادل ، فاختلاف الطاقة الكيميائية للمركبات بين موقعين يحددان الاتجاه (وليس المعدل) والتي تميل فيها المركبات للحركة المقيدة خلال النظام .

اما عن كيفية تطبيق هذه العلاقات في حالة ماء التربة فلاتزال موضع دراسة من قبل كثير من الباحثين ، وعند مراجعة الانتقادات التي اشار اليها كل من Bolt and Frissel (١٩٦٠) والتي تؤخذ بنظر الاعتبار في تشكيل معادلات الشغل الخاصة بطاقة ماء التربة لاختيار المتغيرات غير المعتمدة . والتي لايحصل لها تداخل (العوامل تكون منفصلة على اساس معادلة حاصل الجمع) ، تظهر هذه الصعوبات من طبيعة القوى المتداخلة بين الماء والجزء الصلب (متضمنة الادمصاص ، الايونات المتبادلة وتأثير الخاصية الشعرية) .

الاختلاف في الطاقة الكيميائية بين الماء في التربة والماء النقي عند نفس درجة الحرارة يطلق عليها بجهد ماء التربة (طاقة ماء التربة) (Taylar and Slatyer، ١٩٦٠) . وعليه فالطاقة الكلية تتضمن طاقة الجذب الارضي ، طاقة الضغط ، طاقة الشد وطاقة الضغط الازموزي .

٤ - طاقة الجذب الارضي (جهد الجاذبية)

كل جسم على سطح الارض ينجذب الى ناحية مركز الارض بواسطة قوة الجاذبية والتي تساوي وزن الجسم ، وان هذا الوزن يكون عبارة عن حاصل ضرب كتلة الجسم بقوة التعجيل (الجذب الناتج عن التعجيل) . لرفع الجسم ضد الجذب ، يجب بذل شغل وهذا الشغل يخزن من قبل الجسم المرفوع على هيئة الطاقة الكامنة للجذب الارضي ، وكمية الطاقة تعتمد على وضع الجسم في مجال قوة الجذب .

جهد الجاذبية لماء التربة عند اية نقطة يقدر بواسطة مستوى النقطة نسبة الى الوضع الاعتباطي للنقطة القياسية (المستوى القياسي) . يمكن اختيار النقطة القياسية في موقع معين ضمن التربة ، وقد تكون تحت مقد التربة في موقع يختار لهذا الغرض ، ونتيجة لذلك فجهد الجاذبية يكون دائما موجباأو سالباأو صفرا . فعند ارتفاع مقداره Z فوق النقطة القياسية (المستوى القياسي) ، فجهد الجاذبية g لكتلة معينة من الماء (m) تشغل حجما مقداره (V) واستنادا على تعريف جهد ماء التربة فانها تكون مساوية $\psi_g = mg\,Z = \rho_w\, V\, gZ$

حيث ان ρ_w هي كثافة الماء g هي التعجيل الناتج عن الجذب الارضي ، وطبقا لذلك وعلى اساس الطاقة الكامنة لكل وحدة كتلة ، فان جهد الجاذبية يكون مساويا الى

$$\phi_g = \psi_g = gZ$$

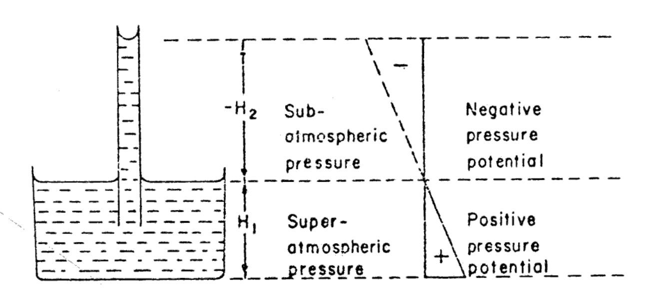
وعلى اساس الطاقةالكامنة لكل وحدة حجم ، فان جهد الجاذبية يكون مساويا الى

$$\phi_g = \psi_g = \rho_w\, gZ$$

ولهذا نلاحظ بان جهد الجاذبية يكون غير معتمد على الظروف الكيميائية وضغط ماء التربة ، لكنه يعتمد فقط على المستوى النسبي والذي يحدد من قبل الباحث .

٥- طاقة الضغط (جهد الضغط)

عندما يكون ضغط ماء التربة الساكن اكبر من الضغط الجوي ، فجهد الضغط يعد موجبا ، وعندما يكون ضغط ماء التربة الساكن اقل من الضغط الجوي ، فجهد الضغط يكون سالبا . (الضغط الثانوي عادة مايعرف بالشد أو السحب) . فالماء تحت السطوح الحرة يكون عند جهد الضغط الموجب في حين يكون الماء عند مثل هذا السطح ذو جهد ضغط مساويا للصفر ، والماء عند سحبه خلال الانبوب الشعري فوق ذلك السطح يكون متصفا بجهد الضغط السالب ، وهذه الاساسيات موضحة في الشكل (٥-٢) .



شكل (٥-٢) الضغط الجوي والثانوي تحت وفوق السطح الحر للماء.

جهد الضغط الموجب الذي يحدث تحت مستوى الماء الجوفي يطلق عليه جهد نسبة الغمر (Ross ، ١٩٦٦) . ضغط الماء الساكن P نسبة الى الضغط الجوي يكون

$$\psi_P = \rho gh$$

حيث ان h تمثل عمق أو ارتفاع الغمر تحت سطح الماء الحر (يطلق عليه ارتفاع مضغاط السوائل) ، وعليه فالطاقة الكامنة لهذا الماء تكون $\psi_E = pdv$

وعليه ، جهد نسبة الغمر تؤخذ على اساس الطاقة الكامنة لكل وحدة حجم

$$\psi_{Ps} = \psi_{Ps} = \psi_P$$

غالبا مايطلق على جهد الضغط السالب «بالجهد الشعري» وحديثا اطلق عليه «جهد الشد» والذي يعرف بانه مقياس الضغط السالب نسبة الى ضغط الغاز الخارجي لماء

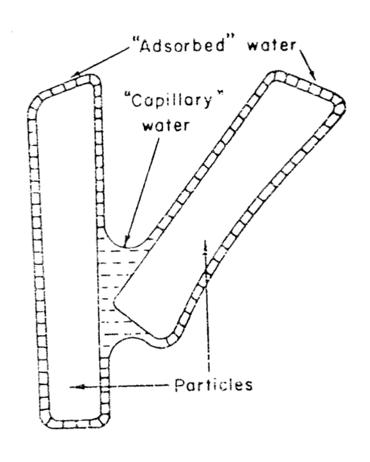
التربة والتي عندها يكون المحلول متماثلا في مكوناته مع محلول التربة لغرض الوصول الى حالة التعادل خلال الغشاء المسامي مع الماء في التربة.
هذا الجهد لماء التربة ناتج من القوة الشعرية وقوة الادمصاص (قوة المسك) طبقا لهيكل التربة، وهذه القوى تجذب وتربط الماء في التربة وتخفض الطاقة الكامنة.

الخاصية الشعرية ناتجة عن الشد السطحي للماء وزاوية التلامس مع الدقائق الصلبة، وفي النظام غير المشبع للتربة (الاطوار الثلاثة) السطح المحدب يتبع المعادلة الشعرية.

$$P_0 - P_c = \Delta P = \gamma \left(\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \right)$$

حيث ان P_0 هي الضغط الجوي، والذي يؤخذ على اساس انه صفر، P_c يمثل ضغط ماء التربة والذي يكون اصغر من الضغط الجوي، ΔP تمثل نقصان الضغط Pressure deficit أو الضغط الثانوي لماء التربة، γ هي الشد السطحي للماء، R_2,R_1 يمثلان نصف قطر التقعر والتحدب.

وعندما تكون التربة مشابهة الى الانبوب الشعري، فمعادلة الخاصية الشعرية ربما توصف جهد الضغط السالب أو الشد الى نصف قطر مسام التربة والتي عندها سطح التحدب يكون موجودا، فضلاً عن ذلك فالتربة تظهر خاصية المسك التي تكون خلاف التميع على سطح دقيقة التربة وهذه الميكانيكية موضحة في الشكل (٥-٣). ان وجود الماء على هيئة غشاء رقيق فضلا عن انه تحت سطح مقعر يكون مهماً في الترب الطينية وتحت شد عالي، حيث يكون متاثرا بواسطة طبقة الشحنة الكهربائية المزدوجة وكذلك وجودها في الترب الرملية يكون الادمصاص (قوة المسك) غير مهم نسبياً وان تأثير الخاصية الشعرية تكون سائدة. بصورة عامة، جهد الضغط السالب ينتج من تأثير الربط للميكانيكتين ولايمكن فصلها، وبسبب الخاصية الشعرية تكون عند حالة التعادل الداخلي مع الادمصاص (الامساك) ولايمكن لاحدهما ان يحدث تاثيرا بدون الاخر. وعليه المصطلح القديم «الطاقة الشعرية» «الجهد الشعري» يكون غير كافٍ والمصطلح الجيد «جهد الشد» والتاثير الكلي الناتج من جذب الماء الى جميع جسم التربة بضمنها المسام وسطح الدقائق مجتمعتا.



شكل (٥ – ٣) الماء في الترب غير المشبعة موضحاً الماء الشعري والمدمص والذي يوضح جهد الشد .

بعض فيزيائيوا التربة يلجاون لفصل جهد الضغط الموجب عن جهد الشد بافتراض ان الحدين غير مترابطين ، وطبقا لذلك فماء التربة ربما يظهر الجهدين . ان التربة غير المشبعة ليس لها جهد ضغط ، ويكون جهد الشد سائداوالذييعبرعنه بوحدة الضغط السالب ، وهذه الظاهرة تستغل في التعبير عن رطوبة المقد الداخلية في الحقل بمصطلح منفرد للطاقة عند اتساعها من نطاق الترطيب أو التشبيع الى النطاق غير المشبع تحت أو فوق مستوى الماء الجوفي . ان العامل الاضافي الذي يؤثر على ضغط ماء التربة هو اعاقة الهواء ، ويمكن اهمال تاثير هذا العامل عند ثبات الضغط الجوي ، في المختبر يمكن تطبيق ضغط الهواء لتغيير ضغط ماء التربة ، وعليه يطلق على هذا التاثير بجهد الهواء Pneumatic Potential وفي الترب غير المشبعة يكون جهد الضغط مساويا الى حاصل جمع جهد الشد وجهد الهواء .

عند غياب المذاب (الطور السائل وطور بخار الماء) في الوسط المسامي غير المشبع ، وعند حالة التعادل فالرطوبة النسبية يمكن تمثيلها في العلاقة ($h = \exp (g\psi_m / RT)$

حيث ان h تمثل الرطوبة النسبية و R ثابت الغازات لبخار الماء و T هي الحرارة المطلقة .

٦- الجهد الازموزي

ان وجود المذيبات في ماء التربة تؤثر على الخصائص الثرموداينميكية وتؤدي الى خفض جهد الطاقة ، حيث ان المذيب يؤدي الى خفض الضغط البخاري لماء التربة ، ولاتؤثر هذه الظاهرة معنوياً على كتلة السائل المتدفق ولها دور كبير عند وجود الاغشية النفاذة او الجدار النفاذ الذي يسمح للماء بالانتقال اكثر من الملح. ان تأثير الظاهرة الازموزية يكون مهماً في التداخل بين جذور النبات والتربة فضلاً عن عملية انتشار البخار.

ويمكن حساب الجهد الازموزي بتطبيق المعادلة الاتية : $\psi_0 = -mRT$

حيث تمثل m تركيز الاملاح بوحدة (مول / سم٣) ، R هي ثابت الغازات (٨٢ بار سم٣ / مول ، درجة مطلقة . او ٠,٠٨٢١ جو. لتر / مول. درجة مطلقة) ، T هي درجة الحرارة المطلقة بقياس كلفن.

٧- التعبير الكلي لجهد ماء التربة

يمكن التعبير عن جهد ماء التربة فيزيائياً باحدى الطرق الاتية :

١ - الطاقة لكل وحدة كتلة :

وهذه الطريقة غالباً ماتستعمل للتعبير عن وحدة الجهد ، والوحدة المستخدمة هي وحدة الارك لكل غرام او وحدة الجول لكل كغم ، كما موضح في الصيغة الرياضية الآتية :

الطاقة = الشغل = القوة × المسافة = الكتلة × التعجيل الارضي × المسافة

وطالما ان التعبير يشمل الطاقة لكل وحدة كتلة

$$\frac{\text{الكتلة} \times \text{التعجيل الارضي} \times \text{المسافة}}{\text{الكتلة}} = \text{التعجيل الارضي} \times \text{المسافة} = \text{سم/ثا}^2 \times \text{سم} = \text{سم}^2/\text{ثا}^2 = \text{الارك/غم}$$

٢- الطاقة لكل وحدة حجم

بسبب ان الماء غير قابل للانضغاط ، غالباً ماتكون كثافته غير معتمدة على الجهد ، وعليه ، هناك نسبة مباشرة بين التعبير عن الجهد بوحدة الطاقة لكل وحدة كتلة والتعبير عنها بوحدة الطاقة لكل وحدة حجم. هذا التعبير عن الطاقة يعطي ابعاد وحدة الضغط (حيث يتم التعبير عن الطاقة بحاصل ضرب الضغط × الحجم ، ولهذا فنسبة الطاقة الى الحجم تعطي وحدة الضغط). هذه الوحدة تكون مكافئة للضغط والذي يقاس بوحدة الداين/ سم^{٢} او البار. وكذلك جو. ان الابعاد الاساسية تكون وحدة قوة لكل وحدة مساحة ، وهذا النوع من الوحدات يكون مناسباً للتعبير عن الجهد الازموزي وجهد الضغط ونادراً ماتستعمل للتعبير عن جهد الجاذبية. ورياضياً يعبر عنها كما يأتي :

الطاقة لكل وحدة حجم = (الكتلة × التعجيل الارضي × المسافة) / الحجم = (الكثافة×الحجم×التعجيل الأرضي× المسافة) / الحجم

= الكثافة × التعجيل الارضي × المسافة = غم /سم^{٣} × سم /ثا^{٢} ×سم

= غم / سم ثا^{٢}

= داين / سم^{٢}

٣- الطاقة لكل وحدة وزن (ضاغط مائي)

يمكن التعبير بوحدة ضغط الماء الساكن ، يمكن ايضاً ان نعبر بمكافئ الضاغط المائي والتي هي عبارة عن ارتفاع عمود السائل عند الضغط المعلوم (مثال ضغط واحد جو يكون مكافئاً لارتفاع عمود من الماء او الضاغط المائي لـ ١٠٣٣ سم او لعمود من الزئبق بارتفاع ٧٦ سم). هذه الطريقة تكون سهلة التعبير واكثر شيوعاً في الاستعمال عند مقارنتها ببقية الطرق رياضياً يعبر عنها بالآتي :

الطاقة لكل وحدة وزن = (الكتلة × التعجيل الارضي × المسافة) / الوزن

= (الكتلة × التعجيل الارضي × المسافة) / (الكتلة × التعجيل الارضي)

= المسافة = سم

الجدول الاتي يبين طريقة التحويل من وحدة الى اخرى لغرض التعبير عن جهد ماء التربة :

جدول (٥ – ١) تحويل وحدات جهد ماء التربة

الوحدة المعطاة	الوحدة المرغوبة	يضرب العمود الاول × هذا العمود
الطاقة / الكتلة	الطاقة / الوزن	الكتلة / الوزن = ١ / التعجيل الارضي
الطاقة / الكتلة	الطاقة / الحجم	الكتلة / الحجم = الكثافة
الطاقة / الوزن	الطاقة / الكتلة	الوزن / الكتلة = التعجيل الارضي
الطاقة / الوزن	الطاقة / الحجم	الوزن / الحجم = الوزن / الكتلة = الكتلة / الحجم
الطاقة / الحجم	الطاقة / الوزن	الحجم / الوزن = ١ / (الكثافة × التعجيل)
الطاقة / الحجم	الطاقة / الكتلة	الحجم / الكتلة = ١ / الكثافة

علماً ان البار الواحد= ١٠^{٦} داين / سم^{٢} ≃ ١٠٢٢ سم من الماء

واحد جو= ١,٠١٣ بار ≃ ١٠٣٣ سم من الماء

وعليه ، فمن الخصائص الاعتيادية للتعبير عن حالة الماء بمصطلح جهد الضاغط الكلي او جهد الضاغط للجاذبية او جهد الضاغط والتي دائماً يعبر عنها بوحدة السنتمر. وطبقاً لذلك فان

$$\psi = \psi_g + \psi_p$$

ويمكن كتابتها على صورة الضاغط او الشحنة(head)، فمعادلة الضاغط الكلي تكون

$$H = H_g + H_p$$

حيث ان H_g تمثل شحنة الجاذبية ، H_p هي شحنة الضغط ، H جهد الشحنة الكلية .

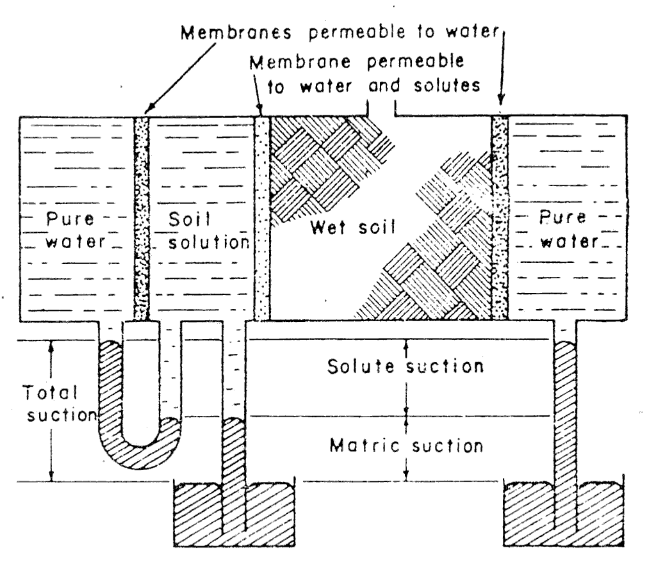
عند التعبير عن جهد الضغط السالب لماء التربة باصطلاح مكافئ لشحنة مائية او ضاغط مائي يجب ربطها بحقيقة ان هذه الشحنة او الضاغط ربما يكون (١٠٠٠٠ سم) او (١٠٠٠٠٠ سم) من الماء. ولتجنب مثل هذه الارقام الكبيرة اقترح Schofield

(١٩٣٥) استخدام اصطلاح PF الذي يمكن تعريفه بانه اللوغاريتم السالب لشحنة الضغط (الشد او السحب) بوحدة سم من الماء. ان الـ PF للرقم واحد تمثل شحنة الشد لـ ١٠ سم من الماء، وان الـ PF للرقم ٣ تمثل شحنة الشد لـ ١٠٠٠ سم من الماء وهكذا.
ان استخدام الطرق المختلفة للتعبير عن جهد ماء التربة يمكن ان تكون محيرة لبعض المبتدئين في حل المسائل المتعلقة بالجهد. لذلك يجب فهم بان هذه الطرق المترادفة في التعبير تكون متكافئة في الحقيقة، وكل طريقة تعبير يمكن ان تترجم بصورة مباشرة الى اي من الطرق الاخرى فعند استعمال ψ لتمثيل الجهد بوحدة الطاقة لكل وحدة كتلة، وان الجهد على اساس الضغط وشحنة الجهد يتمثلان بـ P و H على التوالي، فان

$$\psi = \frac{P}{\rho_w}$$

$$H = \frac{P}{\rho_w\, g} = \frac{\psi}{g}$$

وعند استخدام اصطلاح "الشد" او السحب على اساس الجهد السالب فيمكن استخدامها بدلاً من وضع الاشارة السالبة او بالعكس لوصف ضغط ماء التربة، وعند الكلام عن الجهد الازموزي او جهد الشد باشارة موجبة، وهذين النوعين من الجهد بصورة مجتمعة او منفصلة موضحة في الشكل (٥ – ٤).



شكل (٥–٤) نظام التعادل، جهد الشد والجهد الأزموزي لنظام التربة (عن Richards، ١٩٦٥).

٨- المنحنيات المميزة لرطوبة التربة :

في التربة المشبعة عند التعادل مع الماء الحر وعند نفس المستوى ، فالضغط الحقيقي يكون جويا ، وعليه فضغط الماء الساكن والسحب (الشد) يكون صفراً. وعندما يكون الشد خفيفا ، اي ان ضغط الماء يكون شبه جوي يطبق على التربة المشبعة ولايحدث تدفقاً خارجياً مالم يكن هناك زيادة في السحب ، فالقيمة الحرجة تكون بزيادة والتي عندها المسام الكبيرة تبدأ بالاخلاء او بالافراغ من الماء. وهذا السحب الحرج يطلق عليه air entry suction وبصورة عامة ، فالقيمة تكون صغيرة في الترب ذات النسجة الخشنة تكون المسام فيها متماثلة تقريبا في حجمها وهذه الترب تسلك سلوكا حرجا بظاهرة air entry وبصورة حادة عن الترب ذات النسجة الناعمة.

عند زيادة قوة السحب يزداد معها الماء المسحوب الى خارج التربة اكثر من المسامات الكبيرة نسبيا والذي لايستطيع الاحتفاظ ضد السحب المطبق ولهذا تفرغ هذه المسام.

وباستدعاء معادلة الخاصية الشعرية $\left(-P = \left(\frac{2\gamma}{r}\right) \right)$ يمكننا التنبوء بأن الزيادة التدريجية في قوة السحب سوف تؤدي الى تفريغ حتى المسام الصغيرة ، وعند زيادة قيمة السحب تبقى المسام الصغيرة جدا محتفظة بالماء. وبصورة مشابه ، اية زيادة في قوة الشد لماء التربة يكون مرتبطاً بنقصان الاغشية المتميعة التي تغلف سطوح دقائق التربة ، وزيادة قوة السحب مرتبط بنقصان رطوبة التربة. كمية الماء المتبقية في التربة عند التعادل تكون كدالة لحجم وكبر المسام المملوءة بالماء وعليه تكون كدالة لجهد او قوة الشد. وهذه الدالة تكون عادة مقاسة بالتجربة او تجريبيا وتكون ممثلة على هيئة منحني يعرف بالمنحني المميز لرطوبة التربة او منحني الاحتفاظ برطوبة التربة(Childs ، ١٩٤٠) ، ولحد الان لاتوجد نظرية مقنعة خاصة في التنبوء بعلاقة جهد الشد مع رطوبة التربة من خلال الاساسيات المتعلقة بخصائص التربة. تاثير الادمصاص (قوة المسك) والشكل الهندسي للمسام غالبا ماتكون معقدة جدا لوصف الموديلات البسيطة ، عدة معادلات تخمينية عرضت والتي تصف جزءاً من الخصائص المتعلقة برطوبة التربة لبعض الترب ضمن مديات محددة لقوة الشد ، واحد هذه المعادلات التي وجدها (Visser ، ١٩٦٦) هي :

$$\psi = a(f - \theta)^b / \theta^c$$

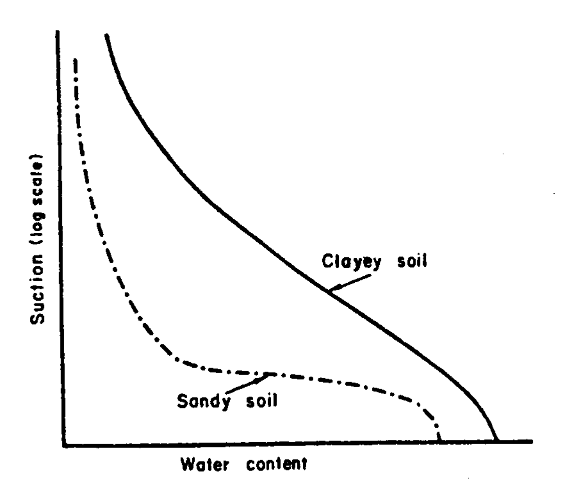
حيث ان ψ تمثل جهد الشد ، f هي المسامية ، ورطوبة التربة θ ، وثوابت المعادلة تتمثل بـ a ، b وc . ان الاستعمال الحقيقي لهذه المعادلة هي صعوبة تقييمها وكذلك

تقييم الثوابت ، حيث وجد Visser بان قيم الثابت a تتراوح بين (صفر- ٣٠) ، b بين (صفر- ١٠) وقيمة f بين (٠,٤ - ٠,٦) . في حين وجد Gardner وآخرون (١٩٧٠) العلاقة الآتية :

حيث ان a هي ثابت في المعادلة $\psi = a\,\theta^{-b}$

وقيمة الثابت b في هذه الحالة ٤,٣ للترب الرملية المزيجية ، وهذه العلاقة تلائم فقط مديات محددة من المنحنيات المميزة لكنها تكون مفيدة في عمليات التحليل ويكون مدى الاحتفاظ برطوبتها ضيقا (اعادة توزيع الرطوبة ، البزل الداخلي) .

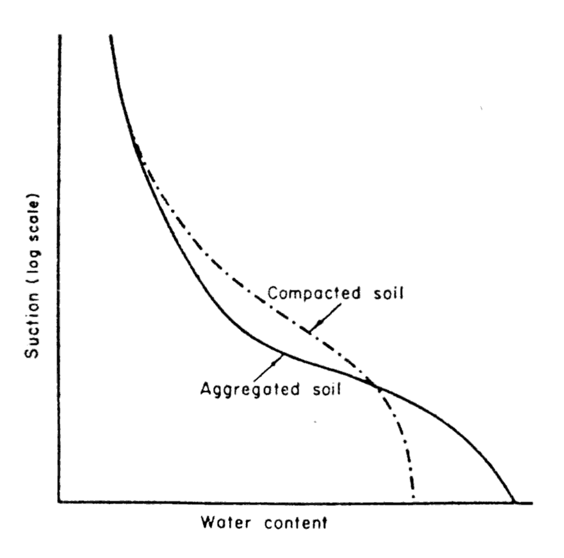
كمية الماء الممسوكة عند القيمة الواطئة نسبيا من جهد الشد (بين صفر-١ بار)تعتمد اساسا على تاثير الخاصية الشعرية وتوزيع احجام المسام وتكون متاثرة بدرجة كبيرة ببناء التربة . من جهة ثانية ، الماء الممسوك تحت شد كبير يكون طبقا لزيادة قوة الادمصاص (المسك) ولهذا يكون تاثرها بواسطة البناء اقل وبدرجة اكبر بواسطة النسجة والسطح النوعي للتربة . وطبقا لما جاء بهGardner (١٩٦٨) فالمحتوى الرطوبي عند شد ١٥ بار (غالبا مايؤخذ على اساس اوطا او اقل مدى من رطوبة التربة المتيسرة للنبات) لها ارتباط وثيق مع السطح النوعي للتربة والذي يمثل تقريبا ١٠ جزيئات على هيئة طبقات من الماء عند توزيعها بصورة متماثلة فوق سطح الدقائق . من هذا يتضح بان المنحنيات المميزة لرطوبة التربة تتاثر بدرجة كبيرة بنسجة التربة ، وجود كميات عالية من الطين يؤدي ذلك الى احتوائها على محتوى رطوبي عالي عند اي شد رطوبي ويكون انحدار المنحني تدريجي . في الترب الرملية ، معظم المسام تكون كبيرة نسبيا وحال تفريغ هذه المسام عند اي شد ، كميات قليلة من الماء تبقى في التربة ، وفي الترب الطينية ، توزيع احجام المسام يكون اكثر تماثلا ، وتكون كمية الماء الممسوكة اكثر ونتيجة لذلك ، زيادة قوة الشد تسبب نقصان او قلة تدريجية في المحتوى المائي كما موضحة في الشكل (٥-٥) .



شكل (٥ - ٥) تأثير نسجة التربة على حفظ رطوبة التربة.

بناء التربة يؤثر ايضا على شكل المنحنيات المميزة لرطوبة التربة ، خصوصا في مديات السحب الواطئة ، حيث ان رص التربة يؤدي الى تقليل مسامية التربة الكلية خاصة تقليل حجم المسام الكبيرة. هذا يعني ان درجة تشبيع التربة بالماء وقلة الماء بدءا بتطبيق قوة السحب الواطئ من جهة ، وحجم المسام المتوسطة تكون نوعا ما كبيرة في الترب المرصوصة (كما يحدث عند ضغط المسام الكبيرة الى احجام متوسطة عند رصها) ، في حين نجد المسام الصغيرة تبقى بدون تاثير ، وعليه فالمنحني للترب المرصوصة وغير المرصوصة ربما تكون متناظرة تقريبا عند مديات الشدود العالية كما في الشكل (٥-٦).

عند مديات الشدود العالية جدا ، الماء يحمل اساسا بواسطة قوة الادمصاص (المسك) ويعود الاحتفاظ الى نسجة التربة وليس بناءها. عندما تكون هناك تربتين مختلفتين في نسجتها او بنائها وتكون متعادلة عند تلامسها مع بعضها البعض ، سوف تكونان بعد زمن معين محتفظين بجهد متساو وبعدم تساوي سلوكها في استمرارية المحتوي المائي وذلك لاختلاف المنحنيات المميزة لرطوبتها اما في الترب غير المنكمشة ، ومنحنيات الرطوبة المميزة عند حساب تاثير توزيع احجام المسام (احجام المسام للترب المختلفة الأصناف) وعند زيادة قوة السحب من ψ_1 الى ψ_2 ينتج عنها تحرر حجم معين من الماء وبعد ذلك سوف يكون الحجم مساويا الى حجم المسام وتقترب من مديات نصف القطر المؤثر الواقع بين r_2, r_1 ، حيث ان ψ_1 ، r_1 ، ψ_2 r_2 تكون مرتبطة بواسطة المعادلة الخاصة



شكل (٥ – ٦) تأثير بناء التربة على حفظ رطوبة التربة.

بالخاصية الشعرية $\left(\psi = \frac{2\gamma}{2}\right)$. الحقيقة المهمة في الترب غير المشبعة ، تعرضها لضغط شبه جوي لاتميل للاقتراب من الجو.

وبصورة مشابه بزل الترب الناعمة النسجة وجعلها جافة ، اما الطبقات ذات النسجة الخشنة يجب ان يكون ضغط التربة قريب من الضغط الجوي.

انحدار المنحنيات المميزة لرطوبة التربة والتي تكون متغيرة في محتواها الرطوبي لكل وحدة متغيرة من جهد الشد يطلق عليها بالسعة النوعية للماء والمتمثلة في المعادلة :

$$C_\theta = \frac{d\theta}{d\psi_m} \text{ or } C_\theta = \frac{d\theta}{d\psi}$$

وهذه الصفة تعد مهمة في علاقة خزن المحتوى الرطوبي والماء المتيسر للنبات ، وان القيمة الحقيقية C_θ تعتمد على مديات درجة الترطيب ، النسجة وكذلك تاثير ظاهرة التخلف في المحتوي الرطوبي.

٩- ظاهرة التخلف في المحتوي الرطوبي :

العلاقة بين جهد الشد ورطوبة التربة لاتكون مثالية ولها قيمة مفردة ويمكن الحصول على هذه العلاقة بطريقتين :

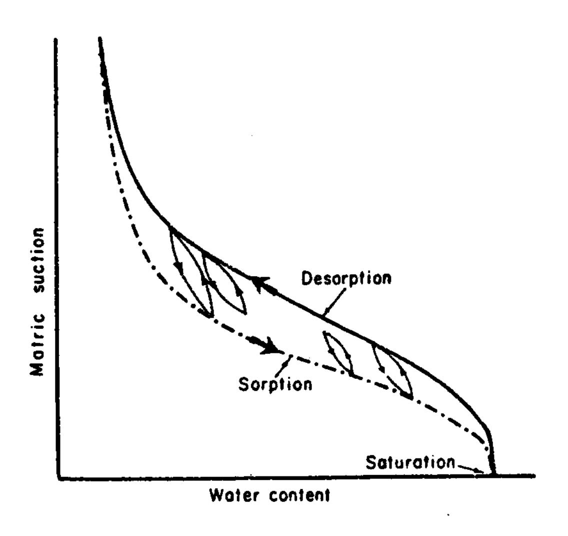
١ - التجفيف desorption

وذلك باخذ نموذج تربة مشبع وتسليط شد او قوة سحب عليه بصورة تدريجية والوصول به الى حالة الجفاف وباخذ عدة قياسات لرطوبة التربة مع قوة السحب (الشد).

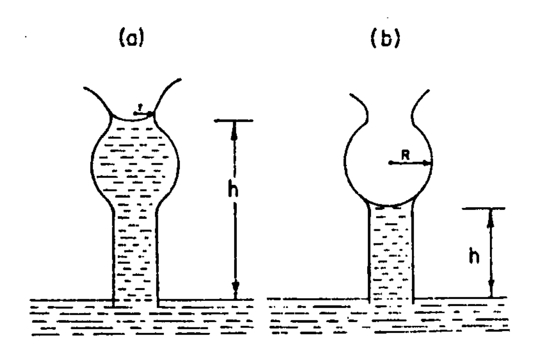
٢- الترطيب : Sorption

وذلك بواسطة الترطيب التدريجي لنموذج التربة المجفف وذلك بتقليل قوة السحب ، وكل طريقة من هذه الطرق تعطي منحني مستمراً ، لكن المنحنين لايكونان متناظرين ، فتعادل رطوبة التربة عند قوة السحب المعينة يكون كبيرا في حالة التجفيف (سحب الماء) عند مقارنته مع حالة الترطيب (اعطاء الماء) وهذه تعتمد على التعادل وحالة محتوى الماء في التربة وعلى اتجاه العمليات المؤدية الى حدوث ظاهرة التخلف. فالدراسات الاساسية لظاهرة التخلف في رطوبة التربة قد قدمت من قبل (Haines ، ١٩٣٠) وكذلك (Miller and Miller ١٩٥٥أ, ١٩٥٦ و poulavassilis ١٩٦٢ و philip ١٩٦٤ و Topp and Miller ١٩٦٦ و Bomha ١٩٦٨ و Topp ١٩٦٩). ان الشكل المثالي لمنحني الخصائص المميزة وظاهرة التخلف موضحة في الشكل (٥-٧) والمؤثرة على علاقة تعادل رطوبة التربة ، وربما يكون التاثير الحاصل على ظاهرة التخلف نتيجة للعوامل الآتية :

١- الشكل الهندسي غير المتماثل للمسام المفردة (والتي تكون ذا اشكال غير منتظمة متصلة داخليا بواسطة الممرات الصغيرة) والتي تسبب «وعاء المحبرة» والموضحة في الشكل (٥-٨).



شكل (٥-٧) علاقة جهد الشد والمحتوى الرطوبي خلال عملية الترطيب والتجفيف.



شكل (٥-٨) تقدير ارتفاع التعادل للماء في المسام المتغيرة في قطرها أ (البزل الشعري ، التجفيف) و ب (ارتفاع الشعري ، الترطيب) تاثير قنينة الحبر.

٢- تاثير زاوية التلامس وتكون فيها زاوية التلامس كبيرة وعليه ، فان نصف قطر التقعر يكون كبيرا في دفع التقدم لسطح التقعر. ان المحتوى المائي في سلوكه يؤدي بدرجة كبيرة لقوة السحب في عملية التجفيف عن عملية الترطيب. يبرز تأثير زاوية التلامس في ظاهرة التخلف في المحتوى الرطوبي نتيجة لخشونة السطح ، وجود وتوزيع بعض المواد على سطح الدقائق الصلبة وكذلك الميكانيكية التي بواسطتها جزيئة السائل تدفق على حواف سطوح التلامس مع دقائق التربة.

٣- اعاقة الهواء والتي تؤدي الى قلة المحتوى المائي للترب المشبعة حديثا وكذلك فشل التعادل الحقيقي وامكانية ابراز ظاهرة التخلف في المحتوى الرطوبي وتاثيرها المتخلف.
٤- التمدد والانكماش والتي تنتج من تغيرات بناء التربة اعتمادا على تاريخ الترطيب والتجفيف لنموذج التربة ، انطلاق الهواء الذائب من ماء التربة يمكنها ايضا ان تؤثر جزئيا على علاقة السحب والترطيب والتجفيف.

يمكن ملاحظة تاثير قنينة المحبرة عند الاخذ بنظر الاعتبار الفرضية الموجودة في الشكل (٥ - ٨) والموضحة للمسام المتكون من فراغات واسعة نسبيا وذات القطر R محاطة بقناة ضيقة ذات قطر r . عند ابتداء ترطيبها ، فهذه المسام سوف تبزل في اللحظة التي يكون فيها السحب اكبر من ان يفرغ المسام ذو القطر r (حيث ان $\psi_r = \frac{2\gamma}{r}$) ولاعادة ترطيب هذه المسام ، السحب يجب ان يقل الى مادون ψ_R (حيث ان $\left(\psi_R = \frac{2\gamma}{R}\right)$ وهذه المسام سوف تملأ حالا. وبسبب ان $R > r$ فان ذلك يتبع $\psi_r > \psi_R$ وذلك لان التجفيف يعتمد على نصف القطر للقناة الضيقة التي تربط القناة مع بعضها.

ان التدفق غير المستمر للماء يطلق عليه Haines jump ويمكن ملاحظته في الرمل الخشن ، حيث ان ظاهرة التخلف يمكن ملاحظتها بصورة واضحة في مثل هذه الترب ضمن مديات قوة السحب الواطئة وذلك لان المسام تفرغ عند السحب العالي عن تلك التي يعاد فيها الاملاء.

من الممكن وجود طبقتين متناظرتين في النسجة والبناء ومختلفة في الترطيب عند تعادلها مع بعضها البعض او عند حالة تماثل (تناظر) الطاقة عندما يكون تاريخ ترطيبها مختلفاً. ان ظاهرة التخلف يمكن ان تؤثر على صفات التربة ديناميكيا فضلاً عن الصفات الساكنة static . ان الاساس في ظاهرة التخلف يتمثل عند اتمام هذه الظاهرة لتعاقب عمليات الترطيب الى التشبيع وبالعكس. فعند بدء التربة الرطبة بعملية البزل ، او عند اعادة ترطيب التربة الجافة جزئياً ، فعلاقة السحب بالمحتوى الرطوبي يتبع منحنيات متوسطة كما هي الحال في حالة الحركة من احد الفروع الرئيسية الى الاخر، ومثل هذه الحالات الوسطية يطلق عليها بـ scanning Curve . التغيرات الغالبة الحدوث والممثلة

للترطيب والتجفيف تكون على هيئة زكزاك loop بين الافرع الرئيسة كما موضحة في الشكل (٥ — ٧).

١٠ — قياس طاقة رطوبة التربة

ان قياسات المحتوى المائي للتربة او رطوبتها ، رغم ضرورتها في المجالات المتعددة في فيزياء التربة ، فلايوجد وصف كافٍ لحالات ماء التربة . فمن الضروري الحصول على وصف وتقييم حالات الطاقة لماء التربة (جهد ماء التربة وقوة السحب) وبصورة عامة هاتين الصفتين للرطوبة (والترطيب) والجهد يجب قياسها مباشرة عند التعبير عن اي صفة بدلالة الاخرى على اساس منحنيات المعايرة لنموذج التربة . وعليه ، فالجهد الكلي غالباً مايكون مساوياً الى حاصل جمع جهد الشد والجهد الازموزي ويعد هذا الدليل مهماً ومفيداً لخصائص حالات الطاقة لماء التربة نسبة الى امتصاص الماء واستعماله من قبل النبات . ان حاصل جمع ضاغط الشد وضاغط الجاذبية والتي يطلق عليها بالضاغط المائي hydraulic head او بالشحنة المائية ، والذي يعد مهماً ومفيداً في تقييم اتجاه وشدة قوة حركة الماء في مقد التربة .

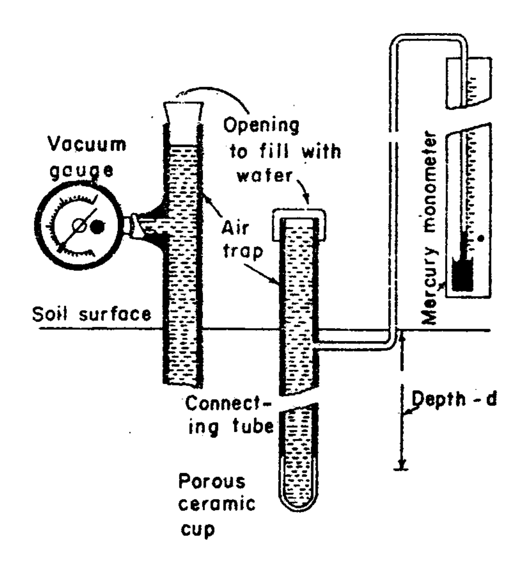
ان قياس جهد الشد والجهد الكلي لماء التربة يمكن الحصول عليها بطرق سهلة ، فلقياس جهد الشد في الحقل يمكن استخدام مقياس الشد (التنشومتر) ، اما لقياس جهد ماء التربة (رطوبة التربة) ، الانخفاض في نقطة الانجماد وضغط بخار الماء للتربة يتم بواسطة Thermocouple Psychrometer عند التعادل ، جهد ماء التربة يكون مساوياً لجهد بخار الماء في الجو المحيط . اما عند التعادل الحراري وباهمال تأثير الجاذبية ، جهد البخار يكون مساوياً الى حاصل جمع جهد الشد والجهد الازموزي . عند درجة حرارة الغرفة ، الرطوبة النسبية للهواء تكون مرتبطة بالجهد كما موضحة في معادلة Bolt and Frissel (١٩٦٠) .

$$PF = 6.5 + \log(2 - \log RH)$$

حيث يمثل PF لوغاريتم حاصل جمع كل من جهد الشد والجهد الازموزي ، ويكون التعبير عن هذه الجهود بوحدة السنتمر عمود الماء و RH تمثل الرطوبة النسبية . ان مقياس الشد يعد استخدامه واسعاً ومقبولاً في التطبيقات العملية والقياسات الحقلية لجهد الشد وكذلك الضاغط المائي والانحدار الهيدروليكي .

١ - مقياس الشد (التنشومتر)

الاجزاء الضرورية لمقياس الشد موضحة في الشكل (٥- ٩) ، الذي يتكون من الرأس المسامي المصنوع من مادة السيراميك والتي تسمح لجزيئات الماء بالنفوذ من خلالها ومرتبطة خلال انبوب والذي بدوره يرتبط في مقياس الضغط (العداد) ويملأ الانبوب في الماء قبل وضعه في التربة.



شكل (٥- ٩) الاجزاء الرئيسة لمقياس الشد (عن Richards ، ١٩٦٥).

عند وضع الرأس المسامي (الفخاري) في التربة لمعرفة قوة الشد ، فالماء داخل الانبوب يحصل له تلامس هيدروليكي ويؤدي الى التعادل مع ماء التربة خلال المسام في الجدار السيراميكي. بصورة عامة ، الماء الموجود في مقياس الشد يكون تحت الضغط الجوي عند بداية وضعه في التربة ، وماء التربة يكون تحت ضغط شبه جوي ، وعند تطبيق قوة السحب فستؤدي الى سحب كمية معينة من الماء من داخل مقياس الشد الى التربة ، وهذا الضغط يكون مؤشراً من قبل العداد. عند ترك مقياس الشد لفترة طويلة في التربة يؤدي الى حدوث تغيرات في جهد الشد لماء التربة ، فعند حصول استنزاف لرطوبة التربة بواسطة البزل او استعمال الماء من قبل النبات اويعاد الى التربة عن طريقة الامطار او الري

فان ذلك يؤشر في عداد مقياس الشد. ان الحساسية الهيدروليكية للرأس الفخاري والتربة المحيطية (النطاق الملامس) بين الرأس الفخاري والتربة ربما تؤدي الى تغييرات في قيمة السحب من قبل التربة، وهذا الوقت الفاصل يمكن ان يقلل باستعمال null-type device او باستعمال محولة ذات انبوب صلب ولهذا لايحدث جريان للماء عند معايرة مقياس الشد لتغيرات جهد الشد للتربة. ويسبب ان جدار الرأس المسامي لمقياس الشد يكون نفاذاً لكل من الماء والمذاب، فالماء داخل مقياس الشد يفترض ان يكون ذا تركيز متشابه لمكونات المذاب مع ماء التربة (مالم يتم وجود ملح حساس ومساعد).

قياس الشد بواسطة مقياس الشد يكون بصورة عامة محدداً لقيم جهد الشد والتي تقل عن واحد جو، وهذه تكون طبقاً الى الحقيقة الخاصة بالجهاز المفرغ او مقياس العداد، تفريغ جزيئي نسبة الى ضغط الجو الخارجي فضلاً عن خفض عمود الماء في النظام المايكروسكوبي لوقوف الشد الزائد عن واحد جو. وبصورة عامة فان الرأس المسامي يصنع من مواد مسامية نفاذة في معظم الاحيان، ممكن ان تسبب قوة السحب العالية، دخول الهواء الى الرأس المسامي والتي سوف تعادل الضغط الداخلي مع الضغط الجوي تحت هذه الظروف فقوة السحب للتربة، ربما تستقر في الزيادة حتى عند فشل مقياس الشد. وفي التطبيقات العملية، الحدود المفيدة لمعظم مقاييس الشد تكون بحدود (٠,٨ بار) كحد اعلى لقوة السحب. لقياس قوة شد عالية، باستعمال الازومومیتر Osmometer والذي له غشاء شبه نفاذ على جدرانه والذي عُرِّف (١٩٦٩) من قبل كل من Peck and Rabbidge لكن التطبيق العملي لهذه الاجهزة لاتزال في مرحلة التجربة. مديات حدود قوة السحب المقاسة بواسطة مقياس الشد لم تكن ذا خطورة كما ظهرت لاول وهلة، وعليه، فان مدى السحب المحصورة بين صفر– ٠,٨ بار بصورة عامة، يمكن ان تأخذ مديات رطوبة اكبر من ذلك في الحقل، ولقد اظهر كل من Richard and Marsh (١٩٦١) في معظم الترب الزراعية بان مديات مقياس الشد المحسوبة اكثر من ٥٠٪ (وفي الترب ذات النسجة الخشنة ٧٥٪ او اكثر) من كميات الماء المأخوذة من قبل النبات ولذلك فعند ادارة التربة (خاصة لعملية الري) فيكون هدف الحفاظ على ظروف سحب واطئة هي المرغوبة لنمو النبات ولهذا فمقياس الشد يكون بصورة قطعية اكثر تطبيقاً. رغم كل هذه الظواهر والتطبيقات، فان مقياس الشد يكون الة تطبيقية سهلة الاستعمال وسهلة الادامة من قبل العاملين الماهرين وممكن ان تعطي معلومات منطقية في الحقل

لحالات رطوبة مقدات الترب وتغيراتها مع الزمن. لقد وجدت فائدة مقياس الشد في تحديد مواعيد وجدولة عمليات الري في الحقل ، ويمكن وضعه عند عمق واحد او اكثر من عمق ليمثل النطاق الجذري واجراء الري عند توضيح مقياس الشد لقوة سحب معينة ، فاستعمال الانواع المختلفة من مقاييس الشد عند اعماق مختلفة يمكن ان توضح او تعطي مؤشراً على كمية الماء التي نحتاجها في عملية الري ويمكننا ايضاً حساب الانحدار المائي hydraulic gradient لمقد التربة. فعندما تكون $\psi_1, \psi_2, \psi_3, \ldots, \psi_n$ هي قيم جهد الشد بوحدة السنتمر لعمود الماء (مللبار) عند العمق $d_1, d_2, d_3, \ldots d_n$ مقاسة تحت سطح التربة ، فان معدل الانحدار المائي (i) بين العمق d_n ، d_{n+1} يكون

$$i = \lfloor (\psi_{n+1}) - d_{n+1}) - (\psi_{n+dn}) / (d_{n+1} - d_n)$$

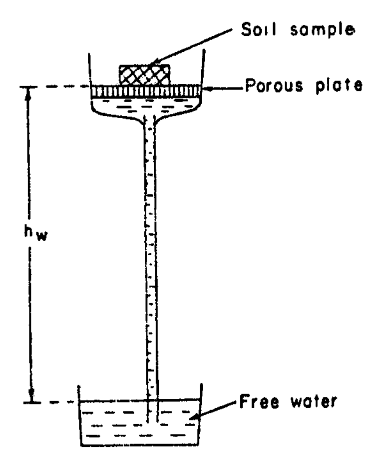
قياس الانحدار المائي يكون مهماً خصوصاً للنطاق تحت منطقة نمو الشعيرات الجذرية حيث ان اتجاه وقيم حركة الماء لايمكن حسابها بطرق اخرى. من ناحية اخرى يمكن قياس جهد الشد بواسطة عمود الماء (او عمود الماء مع الزئبق). حيث يتولد الضغط السالب عند تعادل ضغط الماء في المقياس من التعادل مع التربة المجاورة عند جريان الماء في العمود عبر الغشاء المسامي. يكون ارتفاع الماء في العمود دليلاً لجهد الشد ، وجهد الشد للماء في الغشاء المسامي يكون مساوياً الى وزن السائل لكل وحدة مساحة من المقطع العرضي للعمود كما في المعادلة

$$\psi_m = \frac{mg}{A} = V \rho_w \frac{g}{A} = \frac{h A \rho_w g}{A} = h \rho_w g$$

حيث ان حدود هذه المعادلة معرفة سابقاً

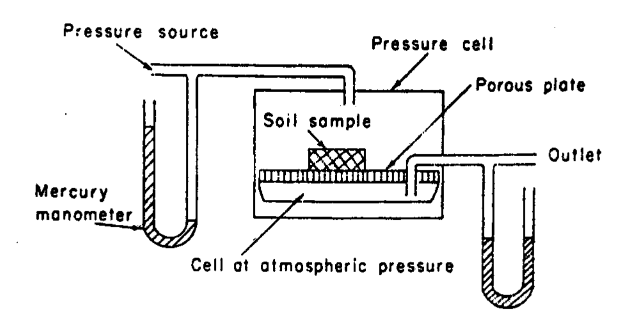
٢- قياس المنحنيات المميزة لرطوبة التربة

ظاهرة العلاقة بين رطوبة التربة وجهد الشد غالباً ماتكون مقدرة بواسطة قدر الشد التجميعي (الشكل ٥- ١٠). وفي مديات الشد الواطئ (اقل من ١ بار)



شكل (٥- ١٠) الصفيحة المسامية لقياس جهد الشد عند تعادل نموذج التربة مع قيمة جهد الشد عند المديات (صفر- ١ بار ≃ ١٠٣٣ سم ماء).

يكون بواسطة قدر الضغط اوغشاء الضغط الشكل (٥- ١١) في مديات السحب العالية. هذه الاجهزة تسمح لقيم السحب بالاستعمال في التطبيقات الناجحة واعادة القياس لتعادل رطوبة التربة عند السحب. اعلى قيم سحب يمكن الحصول عليها بواسطة القدر المسامي يكون محدداً بمقدار واحد بار عند كون هواء التربة محتفظاً بضغط جوي واختلاف الضغط حول الوعاء يكون مسيطراً عليه اما بواسطة المفرغة او بتعليق عمود الماء. قيم جهد الشد تكون اكبر من واحد بار (مثلاً ٢٠ بار او اكثر) يمكن الحصول عليها بزيادة ضغط الهواء. وهذه تحتاج الى وضع الصحن المسامي التجميعي داخل قدر الضغط، كما يلاحظ ذلك في الشكل (٥- ١١).



شكل (٥- ١١) الصفيحة المسامية لقياس جهد الشد تحت المديات العالية والخاصة لتحديد المنحنيات المميزة لرطوبة التربة.

حدود جهد الشد التي يحصل عليها في هذه الاجهزة يكون تقديرها بواسطة تصميم القدر واختلاف ضغط الهواء العالي وتشبيع الصحن المسامي وذلك لعدم سماحة لتكوين فقاعات هوائية خلال مساماته. وبصورة عامة، الصحن المسامي لايمكن تحمل ضغط اكبر من (٢٠ بار)، لكن غشاء السليلوز-اسيتين يمكن ان يستعمل مع الضغط الزائد عن (١٠٠ بار). خفض رطوبة التربة تحت مديات الشد الواطئة (صفر- ١ بار) يكون متأثراً بدرجة كبيرة بواسطة بناء التربة، وتوزيع احجام المسام. عليه، فالمقياس المأخوذ من عينة او نموذج مبعثر لا يمكن توقعه ليمثل ظروف الحقل. استعمال النماذج غير المبعثرة يكون اكثر تفضيلاً. من جهة ثانية خفض رطوبة التربة في مديات الشد العالية يكون طبقاً لقوة الادمصاص (المسك) ولهذا تكون مرتبطة بالسطح النوعي لمواد التربة بدلاً من ارتباطها ببناء التربة.

كما ذكر في احد الابواب، أن المنحنيات المميزة لرطوبة التربة قد يكون تخلفياً، منحنى الادمصاص (الامساك) يكون مقاساً بواسطة الانخفاض التدريجي للمحتوى المائي لنموذج التربة المشبع. فالمنحنى الناتج، غالباً مايطلق عليه منحنى اطلاق رطوبة التربة، ويكون مطبقاً للعمليات المتضمنة لكل من البزل، التبخر، واستخلاص رطوبة التربة من قبل النبات. من جهة ثانية، منحنى الترطيب تكون الحاجة عند عمليات نفوذ الماء او خلال عمليات الترطيب المدروسة. التحويرات في الاجهزة تحتاج لقياسات الترطيب وعلاقتها مع قوة السحب خلال عملية الترطيب.

مثال (١)

لديك عمود تربة ارتفاعه ٨ سم ولرتفاع الماء فوق سطح التربة ١٢ سم عند بدء فترة القياس كان الزمن مساوياً الى الصفر، في خلال ٣٠ دقيقة انخفض مستوى الماء من ١٢ سم الى ٧ سم، اذا علمت بان نصف قطر العمود ٤ سم وبافتراض ان النقطة أ تقع على سطح عمود التربة وان النقطة ب تقع في اسفل عمود التربة احسب

أ- الشحنة المائية عند النقطة أ عندما يكون الزمن = صفراً.
ب- الانحدار في الشحنة المائية عندما يكون الزمن = صفراً.
جـ- الانحدار في الشحنة المائية عندما يكون الزمن = ٣٠ دقيقة.

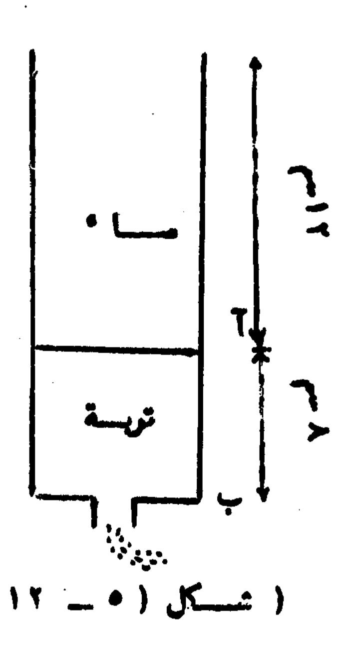
د- حجم الماء المتجمع خلال فترة ٣٠ دقيقة.

هـ- معدل سرعة دارسي.

بافتراض ان المستوى القياسي هو اسفل العمود كما في الشكل الآتي :

الشحنة المائية (أ) = ٨ سم + ١٢ سم = ٢٠ سم

الشحنة المائية (ب) = صفر + صفر = صفر



(شكل (٥ ـ ١٢)

الانحدار في الشحنة المائية = التغير في الشحنة المائية / المسافة

= (٢٠ سم - صفر) / ٨ سم = ٢,٥

طالما انخفض سطح الماء من ١٢ سم الى ٧ سم يصبح الارتفاع ٧ سم لذلك فان

الشحنة المائية (أ) = ٨ سم + ٧ سم = ١٥ سم

الشحنة المائية (ب) = صفر + صفر + صفر

$$\text{الانحدار في الشحنة المائية} = \frac{\text{١٥ سم} - \text{صفر}}{\text{٨ سم}} = ١,٨٨$$

$$\text{معدل الانحدار في الشحنة المائية} = \frac{٢,٥ + ١,٨٨}{٢} = ٢,١٩$$

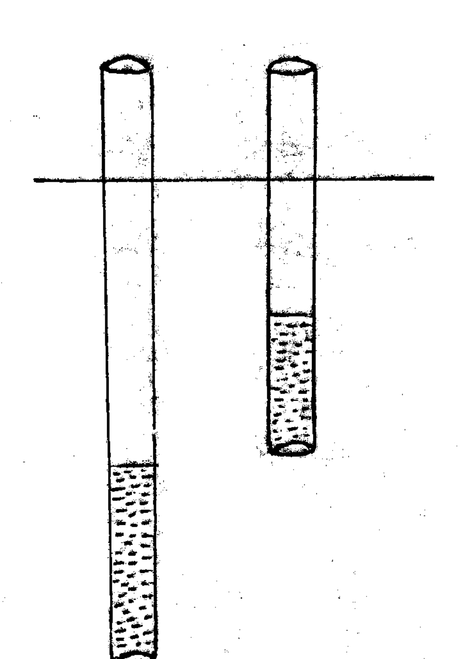
حجم الماء المتجمع خلال ٣٠ دقيقة = المساحة × كمية الماء
$= (٤)^٢ \times ٣,١٤ \times ٥ = ٢٥١,٢$ سم^٣

معدل سرعة دارسي = الايصالية المائية × معدل الانحدار في الشحنة المائية
= ٠,٠٨ سم / دقيقة × ٢,١٩
= ٠,١٨ سم / دقيقة

مثال (٢)

مضغاطين اطوالها ٩٠ ، ١٣٥ سم ، ارتفاع الماء فيها ٢٥ ، ١٠ سم على التوالي وارتفاع كلا المضغاطين كان ٢٠ سم فوق سطح التربة . اذا علمت بان الايصالية المائية للتربة ١,٢ سم / ساعة ، افترض بان المستوى القياسي عند سطح التربة ولايوجد جريان جانبي وكذلك افترض ان النقطة أ ، ب واقعة في اسفل كل من الضغاط الاول والثاني على التوالي. اكمل الجدول الآتي بعد الاستعانة بالشكل المجاور

	النقطة أ	النقطة ب
شحنة الضغط	١٠٠ سم	٢٥ سم
شحنة الجذب	– ٩٠ سم	– ١٣٥ سم
الشحنة المائية	– ٨٠ سم	– ١١٠ سم



شكل (٥- ١٣)

الانحدار في الشحنة المائية بين النقطتين

$$= \frac{-٨٠ \text{ سم} - (-١١٠ \text{ سم})}{٤٥ \text{ سم}}$$

$$= \frac{٣٠ \text{ سم}}{٤٥ \text{ سم}}$$

$$= ٠,٦٧$$

مثال (٣)

يحدث الجريان المشبع من النقطة أ الى النقطة ب والتي تكون شبيه بالمنحدر وتبعد ٥٠ سم عن بعضها البعض كما في الشكل ويحدث الجريان في اتجاه واحد ومع اتجاه الاسهم وموازية للمنحدر ومنتهية بطبقة عديمة النفاذية . علماً بان هذا الشكل مشبع الى السطح تقريباً . اوجد

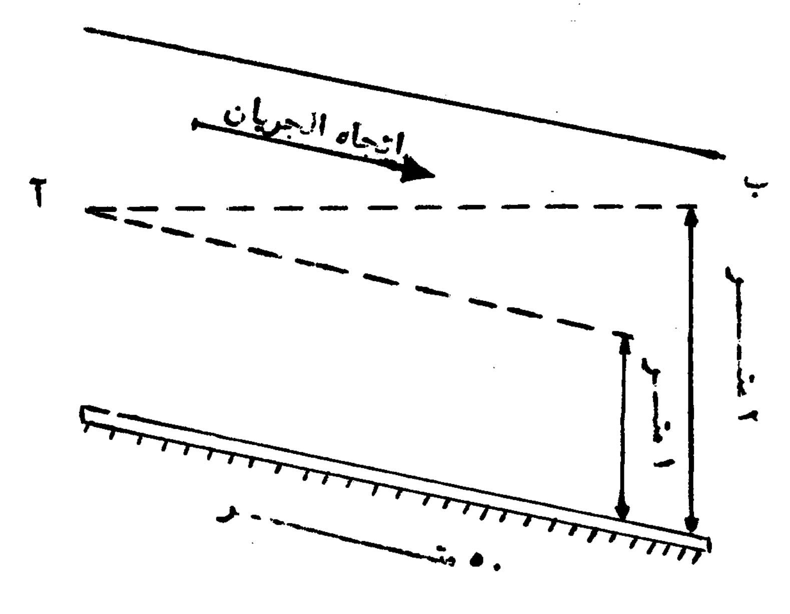
١- شحنة الجاذبية عند النقطة أ ، ب.

٢- اذا علمت بان شحنة الضغط عند النقطة أ هي ٥٠ سم وانحدار الشحنة المائية ٠,٠٠٥ فما هو الضغط عند ب.

٣- اذا كانت الايصالية المائية هي ٠,٥ سم / ساعة فما هي سرعة دارسي.

شحنة الجاذبية عند أ= - ١ م = - ١٠٠سم

شحنة الجاذبية عند ب= ٢ م = - ٢٠٠ سم



شكل (٥ - ١٤)

جهد الشحنة المائية عند أ = شحنة الجاذبية + شحنة الضغط

= - ١٠٠ سم + ٥٠ سم

= - ٥٠ سم

جهد الشحنة المائية عند ب = شحنة الجاذبية + شحنة الضغط

= - ٢٠٠ سم + س

$$\text{انحدار الشحنة المائية بين أ ، ب} = \frac{\text{الشحنة المائية عند أ} - \text{الشحنة المائية عند ب}}{\text{المسافة}}$$

$$٠,٠٠٥ = \frac{-٥٠ \text{ سم} - (-٢٠٠ \text{ سم} + \text{س})}{٥٠ \text{ سم}}$$

٠,٢٥٠ سم = - ٥٠ سم - س

س = ٥٠,٢٥ سم

الشحنة المائية عند ب= - ٢٠٠ سم + س

٥٠,٢٥ سم= - ٢٠٠ سم + س

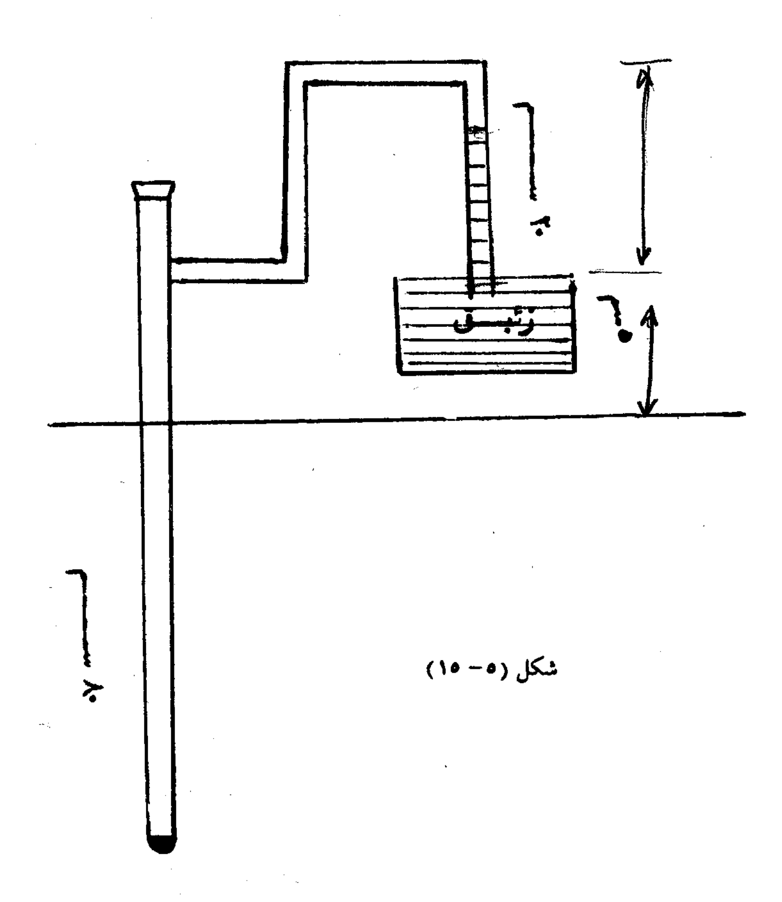
س= +٢٥٠,٢٥ سم

سرعة دارسي= الايصالية المائية × انحدار الشحنة المائية

٠,٥ سم / ساعة × ٠,٠٠٥= ٠,٠٠٢٥ سم / ساعة.

مثال (٤)

اذا كان لديك تنشومتر زئبقي مائي كما في الشكل علماً بان كثافة الزئبق هي ١٣,٦ غم / سم٣. اوجد جهد الشد في الرأس المسامي



شكل (٥- ١٥)

جهد الشد = ضغط الماء − ضغط الزئبق

= (١٠٥ سم) (٩٨١ سم / ثا^{٢}) (١ غم / سم^{٣})

− (٢٠ سم) (٩٨١ سم / ثا^{٢}) (١٣,٦ غم / سم^{٣})

= ١٠٣٠٠٥ − ٢٦٦٨٣٢

$$= \frac{-١٦٣٨٢٧}{٩٨١} = -١٦٧ \text{ سم.}$$

مثال (٥)

اذا كان ارتفاع قرص التفريغ في التنشومتـر يبعـد ٥ سم عن سطح التربة وان الرأس الفخاري يبعد ٧٥ سم عن سطح التربة. اذا علمت بان قراءة القرص هي ٣٠ سنتبار، بافتراض المستوى القياسي عند سطح التربة. اوجد

١− جهد الشد عند الرأس الفخاري.

٢− ماهو مقدار الشحنة المائية عند الرأس الفخاري.

يلاحظ بان قراءة مقياس الجهاز= ٣٠ سنتبار= ٣٠× ١٠= − ٣٠٠ سم

وعند افتراض ان سطح التربة هو المستوى القياسي

جهد الشد عند الرأس الفخاري= − ٣٠٠ سم + (٥ سم + ٧٥ سم)

= − ٢٢٠ سم

اما الشحنة المائية= جهد الجاذبية + جهد الشد

= − ٧٥ سم− ٣٠٠ سم= − ٣٧٥ سم

مثال (٦)

اذا كان المستوى القياسي يبعد ٣٠ سم عن النقطة أ و ١٠ سم عن النقطة ب الواقعة تحت المستوي القياس. اوجد الفرق في جهد الشد بين النقطة أ، ب.

جهد الجاذبية عند أ= ٣٠ سم

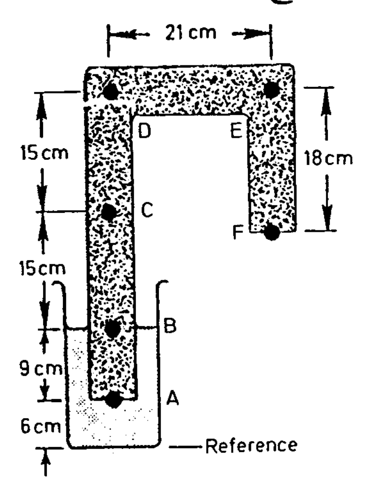
جهد الجاذبية عند ب= - ١٠ سم

الفرق في جهد الجاذبية = جهد الجاذبية أ - جهد الجاذبية عند ب

= ٣٠ سم - (- ١٠ سم) = ٤٠ سم

مثال (٧)

عمود تربة متجانس على شكل حرف U غمرت احدى نهايتيه في وعاء حاوي على الماء كما في الشكل الآتي. مستوى الماء في الوعاء ثابت ومنع التبخر من سطح الوعاء لحد وصول عمود التربة لحد التعادل ولايحدث الجريان في العمود. اوجد الجهد الكلي وجهد الضغط والجاذبية وجهد الشد لجميع النقاط الموضحة في الشكل



شكل (٥- ١٦)

يلاحظ بان القوة المسببة لجريان الماء هي

الانحدار في الجهد الكلي، وعند التعادل لايحدث الجريان وهذا يعني بان الانحدار في الجهد يكون مساوياً الى الصفر (بمعنى اخر ان الانحدار في الجهد يكون متساوياً في جميع النقاط خلال العمود طالما ان النقطة ب واقعة عند سطح الماء الحر، وعليه فان جهد الضغط وجهد الشد يساوي الصفر)

جهد الضغط ب = جهد الشد ب ، وطالما ان جهد الجاذبية هو المسافة العمودية بين المستوى القياسي والنقطة المختارة.

جهد الجاذبية ب = ٦ سم + ٩ سم = ١٥ سم

الجهد الكلي = جهد الضغط + جهد الشد + جهد الجاذبية

الجهد الكلي = صفر + صفر + ١٥ سم = ١٥ سم

وطالما ان الجهد الكلي متساوي لكل النقاط خلال العمود

الجهد الكلي ب = الجهد الكلي أ = الجهد الكلي جـ = الجهد الكلي د = الجهد الكلي هـ = الجهد الكلي و = ١٥ سم.

جهد الجاذبية أ = ٦ سم

جهد الجاذبية جـ = ٣٠ سم

جهد الجاذبية د = ٤٥ سم

جهد الجاذبية هـ = ٤٥ سم

جهد الجاذبية و = ٢٧ سم

جهد الضغط لجميع النقاط فوق مستوى الماء تساوي صفر، وعليه

جهد الضغط ب = جهد الضغط د = جهد الضغط هـ = جهد الضغط و = صفر

وبعد معرفة الجهد الكلي وجهد الضغط والجاذبية يمكن ايجاد جهد الشد لجميع النقاط

جهد الشد = الجهد الكلي - جهد الضغط - جهد الجاذبية

جهد الشد ب = ١٥ سم - صفر - ١٥ سم = صفر

جهد الشد جـ = ١٥ سم - صفر - ٣٠ = - ١٥ سم

جهد الشد د = ١٥ سم - صفر - ٤٥ = - ٣٠ سم

جهد الشد هـ = ١٥ سم - صفر - ٤٥ = - ٣٠ سم

جهد الشد و = ١٥ سم - صفر - ٢٧ = - ١٢ سم

بما ان النقطة أ واقعة تحت مستوى الماء الحر في الوعاء

جهد الشد أ = صفر

جهد الضغط أ = الجهد الكلي - جهد الجاذبية - جهد الشد

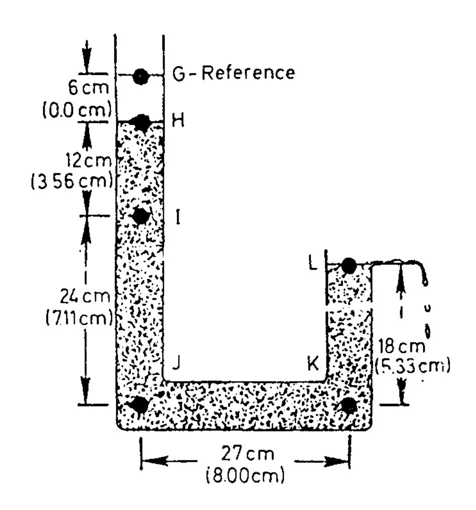
= ١٥ سم - ٦ سم - صفر = ٩ سم

القيم الخاصة بالجهد الكلي وجهد الضغط والجاذبية والشد موضحة في الجدول الآتي :

نوع الجهد	أ	ب	ج	د	هـ	و
الجهد الكلي	١٥	١٥	١٥	١٥	١٥	١٥
جهد الضغط	٩	صفر	صفر	صفر	صفر	صفر
جهد الجاذبية	٦	١٥	٣٠	٤٥	٤٥	٢٧
جهد الشد	صفر	صفر	– ١٥	– ٣٠	– ٣٠	– ١٢

مثال (٨)

تربة متجانسة وضعت في عمود بشكل الحرف U مستوى الماء يبقى ثابتاً عند النقطة أ. ويصل الى الحالة المستقرة عند بدء نزول الماء من النقطة وكما موضح بالشكل الآتي :
اوجد الجهد الكلي وجهد الضغط والشد والجاذبية لجميع النقاط الواقعة على طول العمود في الشكل الآتي :



شكل (٥ – ١٧)

طالما حصل جريان للماء، فهناك اختلاف في الجهد الكلي بين نهايتي العمود، ويسبب ان العمود متماثل في قطره وكذلك التربة المتماثلة في محتواها الرطوبي، يلاحظ أن الفقد في الجهد الكلي يكون متساوياً لجميع النقاط نحاول ايجاد الجهد الكلي عند بداية ونهاية العمود يلاحظ من العمود أن النقطة ب تكون بحدود ٦ سم تحت المستوى القياسي

جهد الجاذبية ب = − ٦ سم

جهد الضغط ب = ٦ سم

الجهد الكلي ب = جهد الجاذبية ب + جهد الضغط ب + جهد الشد ب

= − ٦ سم + ٦ سم + صفر = صفر

اما عند النقطة و، فان الماء يتدفق من خلالها لذلك فان

جهد الشد و = جهد الضغط و = صفر

جهد الجاذبية و = − ٢٤ سم وعليه فان

الجهد الكلي و = جهد الجاذبية و + جهد الضغط و + جهد الشد و

= − ٢٤ سم + صفر + صفر = − ٢٤ سم

لذلك فان الفرق بين الجهد الكلي من النقطة أ الى النقطة و = − ٢٤ سم − صفر

= − ٢٤ سم

طول عمود التربة = ١٢ سم + ٢٤ سم + ٢٧ سم + ١٨ سم = ٨١ سم

$$\text{الانحدار في الجهد} = \frac{\text{التغير في الجهد}}{\text{التغير في الطول}} = \frac{-\text{٢٤ سم}}{\text{٨١ سم}} = -\text{٠,٣٠}$$

لذلك فان الفرق في الجهد بين نقطتين = الانحدار في الجهد × المسافة بين النقطتين

ب جـ = − ٠,٣٠ × ١٢ سم = − ٣,٦ سم

جـ د = − ٠,٣٠ × ٢٤ سم = − ٧,٢ سم

د هـ = −٠,٣٠ × ٢٧ سم = −٨,١ سم

هـ و = − ٠,٣٠ × ١٨ سم = ٥,٤ سم

يمكننا الان حساب الجهد الكلي لكل نقطة

الجهد الكلي ب =صفر
الجهد الكلي جـ =الجهد عند ب + التغير بين ب جـ
= صفر + (-٣,٦ سم) =-٣,٦ سم
الجهد الكلي د =الجهد عند ب + التغير في الجهد بين ب جـ + التغير في الجهد بين جـ د
= صفر + (-٣,٦ سم) + (+٧,٢ سم) = -١٠,٨ سم
الجهد الكلي هـ =صفر + (- ٣,٦ سم) + (-٧,٢ سم) + (-٨,١ سم)
=- ١٨,٩سم
الجهد الكلي و = صفر + (٣,٦٠ سم) + (٧,٢٠ سم) + (-٨,١ سم) + (٥,٤ سم)
= -٢٤,٣ سم.

اما جهد الجاذبية ب = -٦ سم
جهد الجاذبية جـ = -١٨ سم
جهد الجاذبية د=- ٤٢ سم
جهد الجاذبية هـ = - ٤٢ سم
جهد الجاذبية و=- ٤٢ سم

بما ان جميع النقاط تحت سطح الماء
جهد الشد ب = جـ = د= هـ = و= صفر
اما جهد الضغط فيمكن حسابه كما يأتي :
جهد الضغط = الجهد الكلي- جهد الجاذبية- جهد الشد
جهد الضغط ب= صفر- (- ٦ سم)- صفر= ٦ سم
جـ = صفر- (- ١٨ سم)- صفر= ١٨ سم
د= صفر- (- ٤٢ سم)- صفر= ٤٢ سم
هـ = صفر- (- ٤٢ سم)- صفر= ٤٢
و= صفر- (- ٢٤ سم)- صفر= ٢٤ سم

مثال (٩)

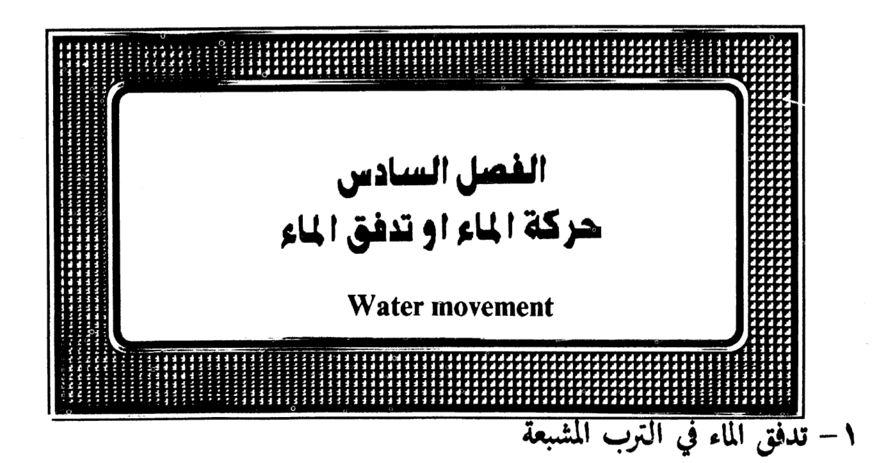
اذيب مول واحد من محلول ملحي في ١٠٠٠ سم^{٣} من الماء عند درجة حرارة ٢٠ مْ ، ٠,١ المحلول الملحي تاين وعند ذلك كل جزء من هذا الملح نتج عنه ٣ ايونات . اوجد الجهد الازموزي

$$\text{٠,١ مول ملم متاين} \times \frac{\text{٣ مول ايون}}{\text{مول ملح متاين}} = \text{٠,٣ مول ايون}$$

١ مول ملح − ٠,١ مول ملح متاين = ٠,٩ مول ملح غير متاين

٠,٣ مول + ٠,٩ مول = ١,٢ مول

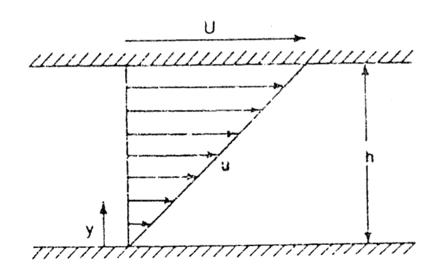
$$= \frac{\text{١,٢}}{\text{١٠٠٠ سم}^{٣}} \times \frac{\text{٨٢ بار سم}^{٣}}{\text{مول} \times \text{درجة مطلقة}} \times \text{٢٧٣ درجة مطلقة} = -\text{٢٨,٨ بار}$$



١– تدفق الماء في الترب المشبعة

أ– التدفق خلال الانابيب الشعرية او الضيقة :

قبل البدء بالشرح التفصيلي عن تدفق الماء في الاوساط المعقدة كالتربة مثلاً ، من المفيد الاستناد على بعض الاسس والظواهر الفيزيائية المتعلقة بتدفق الماء او السوائل في الانابيب الضيقة . ان النظريات القديمة لديناميك السوائل كانت مستندة على بعض الافتراضات الخاصة بالسائل ، احدهما يكون frictionless عدم الاحتكاك وغير منضغط . عند تدفق السائل ، طبقة التلامس لاتسلك او لاتظهر قوة تماسية (اجهاد القص(shear strenght) ، وتكون فقط قوة اعتيادية (الضغط) مثل هذه السوائل غير متواجدة في الحقيقة . التدفق الحقيقي للسوائل ، الطبقات المتجاورة لجزيئات السائل تنتقل بفعل الاجهاد التماسي ووجودها في الجزيئات الوسطية المتجاذبة تسبب لجزيئات السائل الملامس مع الجدار الصلب الالتصاق به بدلاً من الانزلاق فوقه ، وتدفق السوائل الحقيقية يكون مرتبطاً مع خصائص اللزوجة . وبالامكان ايضاح طبيعة اللزوجة بعد حركة السكون بين طبقتين متوازيتين احدهما عند السكون statics والاخرى تتحرك بسرعة ثابتة الشكل (٦– ١) ، يلاحظ بان السائل يلتصق مع كلا الجدارين . ونتيجة لذلك سرعته عند الصفيحة (الجدار) الواطئ يكون صفراً ، وسرعته عند الصفيحة (الجدار) العالي تكون مساوية الى سرعة الصفيحة (الجدار) اكثر من ذلك توزيع السرعة في السائل بين الصفيحة او الجدار يكون خطياً ، ولهذا فان سرعة السائل تكون متناسبة مع المسافة Y من الصفيحة السفلى .

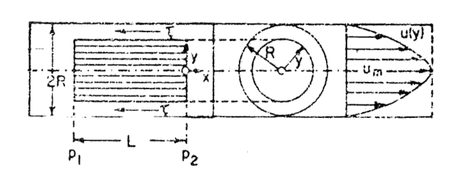


شكل (٦ – ١) توزيع السرع في السوائل اللزجة بين صفيحتين متوازيتين بسرعة مختلفة عند اعلى الصفيحة نسبةً الى السرعة في الصفيحة السفلى.

للحفاظ على الحركة النسبية للصفيحة او الجدار عند السرعة الثابتة ، من الضروري تطبيق قوة التماس وهذه القوة يجب ان تتغلب على مقاومة الاحتكاك في السائل. وهذه المقاومة لكل وحدة مساحة من الصفيحة تكون متناسبة مع سرعة الصفيحة العليا U وتتناسب عكسياً مع المسافة h ، اذن جهد القص (τ_s) عند اية نقطة يكون متناسباً مع الانحراف في السرعة $\left(\frac{du}{dy}\right)$ ، وعامل التناسب بين جهد القص والانخفاض بالسرعة يتمثل باللزوجة

$$\tau_s = \eta \left(\frac{du}{dy} \right)$$

لتوضيح التدفق خلال الانابيب الاسطوانية المستقيمة ذات الاقطار الثابتة ، يمكن تطبيق هذه العلاقات كما موضحة في الشكل (٦ – ٢) ، السرعة تكون صفراً عند الجدار (بسبب قوة الالتصاق) وتكون اعلى مايمكن عند المحور وثابتة عند السطح الاسطواني والتي تكون متركزة حول المحور، الاسطوانة الصفائحية المتجاورة تتحرك بسرع مختلفة وتنزلق فوق بعضها البعض ، الحركة المتوازية لهذا النوع يطلق عليها بالحركة الصفائحية – حركة السوائل في الانابيب الافقية تكون ناتجة من الانخفاض بالضغط الحاصل الذي يحدث باتجاه المحور، وجزيئة السائل نتيجة لذلك تكون متعجلة بواسطة الانخفاض بالضغط وتكون معلقة بواسطة مقاومة الاحتكاك. فاذا اعتبرنا الاسطوانة متحدة المحور وذات طول L ونصف قطرها Y ولكي تكون سرعة التدفق ثابتة ، قوة الضغط التي تحدث على وجه الاسطوانة تكون ($\Delta P \pi y^2$) ، حيث ان($\Delta P = P_1 - P_2$) ويجب ان تساوي الى مقاومة الاحتكاك طبقاً لقوة الجهد ($2\pi yL \tau_s$) على مساحة المحيط وعليه :



شكل (٦ – ٢) التدفق الصفائحي خلال الانبوبة الاسطوانية.

$$\tau_s = \frac{\Delta P}{L} \cdot \frac{Y}{2}$$

$$\tau_s = -\eta \frac{du}{dy}$$

بما ان

الاشارة السالبة تشير في هذه الحالة الى انخفاض او نقصان السرعة u مع y نصف القطر، نحصل على

$$\frac{du}{dy} = -\frac{\Delta P}{\eta L} \cdot \frac{y}{2}$$

وعند التكامل نحصل على

$$u(y) = \frac{\Delta P}{\eta L}\left(c - \frac{y^2}{4}\right)$$

ان ثابت التكامل يكون تقييمه بان لايوجد انزلاق على الجدار $u = 0$ at $y = R$

ولهذا فان $\left(c = \frac{R^2}{4}\right)$ وعليه

$$u(y) = \frac{\Delta P}{4\eta L}(R^2 - y^2)$$

وهذه المعادلة توضح بان السرعة تكون موزعة على الجسم المكافيء الدوراني حول نصف القطر مع اقصى سرعة $y = o$ تكون على المحور

$$U_{max} = \frac{\Delta P R^2}{4\eta L}$$

فالتعريف Q يكون عبارة عن حجم التدفق خلال مقطع ذو طول L لكل وحدة زمن ، فحجم المحور الدوراني للدوار يكون $\frac{1}{2}$(base × height) أي ($\frac{١}{٢}$ (القاعدة×الأرتفاع) وعليه

$$Q = \frac{\pi}{2} R^2 U_{max} = \frac{\Delta PR^4 \pi}{8\eta L}$$

وهذه المعادلة تعرف بمعادلة او قانون بايسولي poiseuille's Low والتي توضح بان معدل حجم التدفق يكون متناسباً مع الانخفاض بالضغط لكل وحدة مسافة $\left(\frac{\Delta P}{L}\right)$ والقوة الرابعة لنصف قطر الانبوب .

ولهذا متوسط السرعة لمساحة المقطع تكون :

$$\bar{U} = \frac{\Delta P R^2}{8\eta L} = \left(\frac{R^2}{a\eta}\right) \nabla P$$

حيث ان ΔP تمثل الانخفاض في الضغط ، وان a تكون مساوية الى (٨) في الانبوب الدائري ويختلف طبقاً للشكل خاصة للمرات الموصلة . التدفق الصفائحي يسود عندما تكون سرعة الجريان بطيئة نسبياً . في الانابيب الضيقة وعندما يكون نصف قطر الانبوب وسرعة الجريان كبيراً يكون الوصول الى النقطة التي يكون عندها معدل سرعة التدفق لايتناسب مع الانخفاض في الضغط ، والتدفق الصفائحي المتوازي يتغير الى التدفق المضطرب . وعليه ، فان التدفق الصفائحي يكون كقاعدة بدلاً من غيرها في معظم عمليات تدفق الماء والتي تحدث في التربة بسبب ضيق المسام في التربة كما يوضحها رقم رينولد فيما بعد عند مناقشة قانون دراسي .

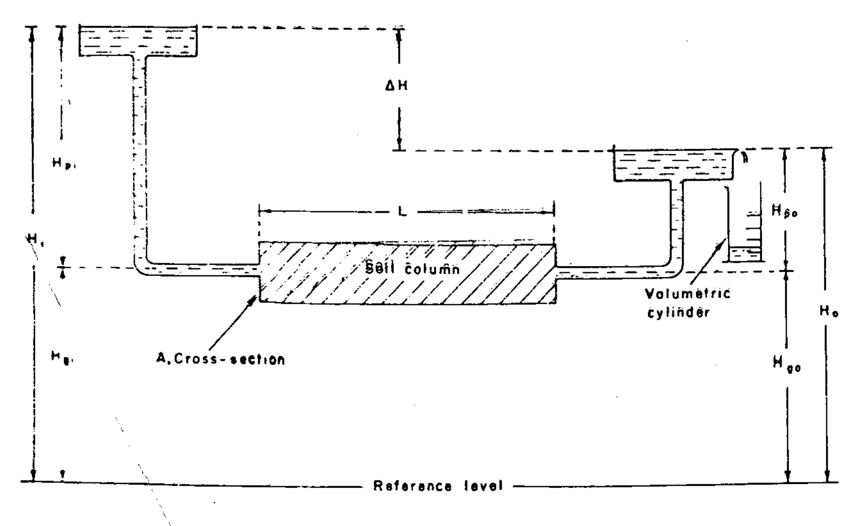
٢ – قانون دارسي Darcy's law

عند افتراض ان التربة عبارة عن حزمة من الانابيب المستقيمة والملساء والمتماثلة في نصف قطرها ، فيمكن افتراض ان معدل التدفق يساوي حاصل جمع معدل التدفق المنفصل خلال الانبوب المنفرد . ان المعلومات عن التوزيع الحجمي لنصف قطر الانبوب تكون مهمة لحساب التدفق الكلي خلال هذه الحزمة والناتجة عن اختلاف الضغط باستعمال معادلة بايسولي . يلاحظ بان مسامات التربة لاتكون متماثلة وملساء ولكنها تكون

انابيب غير منتظمة ومتعرجة ومترابطة داخلياً والتدفق خلال مسام التربة يكون محدداً بواسطة الأعداد التي تكون ذات نهايات مسدودة على هيئة «عنق». وعليه فالشكل الهندسي الحقيقي وشكل التدفق للنموذج المثالي للمسام يكون معقداً جداً لغرض توضيحه بالتفصيل وعندما تكون سرعة السائل مختلفة من نقطة لاخرى حتى على طول نفس الممرات ، ولهذا السبب فالتدفق خلال اوساط المسام المعقدة توصف على اساس التدفق خلال المحور المسامي والتي تكون على طول معدل السرعة في المسام الصغيرة خلال الحجم الكلي للتربة. ولهذا ، فالجسم الموصل يعامل على اساس انه وسط متماثل مع حدوث التدفق الى خارج المقطع المعين ، الصلب والمسام سوية.

عند فحص تدفق الماء في مسام صغيرة ومتماثلة في جسم التربة المشبع ومحاولة وصف العلاقات النوعية المرتبطة مع معدل التدفق ، ابعاد الجسم والايصالية المائية عند حدود التدفق الداخل والخارج. الشكل (٦ - ٣) يوضح عمود التربة الافقي ، الذي من خلاله يحصل تدفق الماء من اليسار الى اليمين ومن الخزان العلوي الى السفلي ويبقى مستوى الماء ثابتاً. ان معدل التصريف Q يكون عبارة عن الحجم المتدفق V خلال عمود التربة لكل وحدة زمن t والذي تتناسب طردياً مع مساحة المقطع والانخفاض في شحنة الضاغط H وعكسياً مع طول العمود

$$Q = \frac{V}{t} \alpha \frac{A\Delta H}{L}$$



شكل (٦ - ٣) التدفق في الاعمدة الافقية والمشبعة.

ان الطريقة الاعتيادية لتقدير شحنة الضاغط المنخفضة عبر النظام يكون بقياس الضاغط عند حدود التدفق الداخل H_i والخارج H_o نسبة الى المستوى القياسي ، وان الاختلاف بين هاتين الشحنتين تتمثل بـ $\Delta H = H_i - H_0$ ويلاحظ ان التدفق لايحدث في غياب الاختلاف في الشحنة المائية (الضاغط المائي) ، اي عندما تكون $\Delta H = 0$. ان الانخفاض في شحنة الضاغط لكل وحدة مسافة باتجاه التدفق تكون الانحدار المائي $\left(\frac{\Delta H}{L}\right)$ hydraulic gradient والتي تكون عبارة عن القوة

المحركة ، معدل التصريف النوعي $\left(\frac{Q}{A}\right)$ والمتمثلة بحجم الماء المتدفق خلال مساحة المقطع A لكل وحدة زمن ، والتي يطلق عليها بكثافة التدفق اوكثافة الجريان flux density ولتبسيط ذلك سوف نطلق عليه بالتدفق (الجريان) ويتضح بواسطة الرمز q وعليه فالجريان يكون متناسباً مع الانحدار المائي .

$$q = \frac{Q}{A} = \frac{V}{At} \alpha \frac{\Delta H}{L}$$

ومعامل النسبة في هذه الحالة يتمثل بالايصالية المائية K والنتيجة النهائية تكون

$$q = -K \frac{\Delta H}{L}$$

هذه المعادلة التي تعرف بقانون دارسي ، (وهو مهندس فرنسي اسمه هنري دارسي ، الذي اكتشف قبل اكثر من قرن في احد دروسه معدل الجريان خلال مرشح الرمل في مدينة Dijon (Darcy ، ١٨٥٦ و Hubert ، ١٩٥٦) . حيث ان التدفق يكون غير مستقر (تغير الجريان مع الزمن) او ان التربة غير متماثلة وان الشحنة المائية لاتتناقص خطياً على طول اتجاه التدفق وكذلك الانحدار المائي للشحنة او الايصالية المائية يكون مختلفاً . ان التعبير العام لقانون دارسي في حالة الترب المشبعة ذات الاوساط المسامية ولثلاثة ابعاد في هيئة المعادلات التفاضلية هي :

$$q = -K \nabla H$$

يتضح من هذا القانون ان التدفق للسائل خلال الوسط المسامي يكون في اتجاه وبمعدل يتناسب مع القوة المحركة والتي تحدث في السائل الذي يكون الانحدار المائي وايضا تتناسب مع خاصية التوصيل للوسط الناقل للسائل (الايصالية المائية) . وفي نظام الاتجاه الواحد ، فالمعادلة الانفة الذكر تاخذ الشكل الاتي :

$$q = -K \frac{dH}{dx}$$

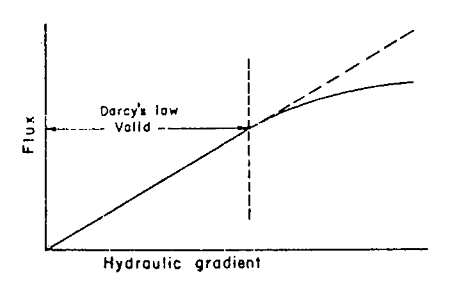
قانون دارسي ، رياضياً يكون مشابهاً الى معادلة النقل الخطي في الفيزياء الكلاسيكية متضمنة قانون اوم Ohm's law (الذي له دور في قياس معدل الجريان للتيار الكهربائي ويكون متناسباً مع الانحدار في الجهد الكهربائي) ،وقانون فورير Fourier's law (والذي هو عبارة عن معدل التوصيل الحراري والمتناسب مع الانحدار الحراري) ، وقانون فكس Fick's law (والذي هو عبارة عن معدل الانتشار الذي يكون متناسباً مع انحدار التركيز) .

٣– حدود قانون دارسي

قانون دارسي لم يكن نافذ المفعول لكل الظروف الخاصة بتدفق السوائل في الاوساط المسامية فيمكن التحقق بان العلاقة الخطية لكل من الجريان والانحدار المائي تكون فاشلة عندما تكون سرعة التدفق عالية ، حيث ان القوة المحركة لاتكون مهملة مقارنة مع قوة اللزوجة (Hubbert ، ١٩٥٦) يطبق قانون دارسي عندما يكون الجريان صفائحياً (طباقي ، اي لايحدث تدفق مضطرب لطبقات الجريان للسائل الموجودة جزيئاته على هيئة متوازية) حيث ان التداخل بين ماء التربة لاينتج اي تغير في السيولة او النفوذية مع تغير الانحدار ، الجريان الصفائحي يبرز في الغرين والمواد الناعمة في الانحدار المائي الاعتيادي الموجود في الطبقة (Klute, ١٩٦٥أ) . في الرمل الخشن والحصى ، الانحدار المائي يكون اكبر من وحدة واحدة وربما يسبب هذا ظروف جريان غير صفائحي وقانون دارسي ربما لم يكن مطبقاً .

لتمييز نوع الجريان فيما اذا كان صفائحياً ام مضطرباً يكون بالاعتماد على رقم رينولد

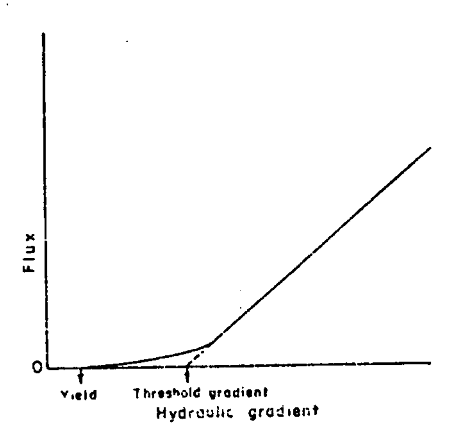
Reynolds number(Re) والذي يمثل رياضياً كما يأتي : $Re = \frac{d\bar{u}\rho}{\eta}$ ، ρ تمثل كثافة السائل ، η هي لزوجة السائل حيث ان u هي معدل سرعة التدفق ، d القطر المؤثر للمسام ، في الانابيب المستقيمة ، فالقيمة الحرجة لرقم رينولد والمسببة للتدفق المضطرب تكون ضمن المديات (١٠٠٠ - ٢٢٠٠) ، وعلى كل حال فالقيمة الحرجة لرقم رينولد والتي عندها يتدفق الماء في الانبوب ويصبح مضطرباً تكون واضحة وتقل بدرجة كبيرة عندما يكون الانبوب منحنياً. في الاوساط المسامية يكون من الاسلم الافتراض أن الجريان يبقى خطياً مع الانحدار المائي فقط على طول مدة بقاء رينولد اقل من وحدة واحدة ، وعند زيادة سرعة التدفق ، خاصة في نظام المسام الكبيرة ، حدوث التدفق المضطرب او التدفق الصفائحي غير الخطي ناتج في ضياع الطاقة المؤثرة (مثال ذلك الانحدار في جهد الماء يصبح اقل تاثيراً في حالة التدفق) وهذا مايوضحه الشكل (٦ - ٤) . ربما يحدث الانحراف



شكل (٦- ٤) اشتقاق قانون دارسي ، عند التدفق المضطرب يكون قانون دارسي غير نافذ المفعول .

عن قانون دارسي في النهاية المعاكسة لمديات سرعة التدفق خاصة عند الانحدار المائي الواطئ في المسام الصغيرة ، اوضح بعض الباحثين بان الترب الطينية ، ذات الانحدار المائي الواطئ ربما لايحدث التدفق فيها ، او ان معدل التدفق الواطئ يكون اقل من الانحدار، . السبب في ذلك هو ان الماء يكون قريباً الى الجزيئة وموضع قوة الادمصاص (المسك) ربما تكون قوية عن الماء الاعتيادي وتسلك صفات «سائل بنكهام» بدلا من «سائل نيوتن» الماء المدمص او الماء المغلف ربما يملك بناء شبه بلوري مشابه لما في الثلج ا.

حتى بنائه يختلف كلياً ، بعض الترب تسلك سلوكا مشابهاً لبداية الانحدار والتي تحتها الجريان يكون اما صفراً أو اقل حتى من المتوقعة بواسطة علاقة دارسي ويكون فقط عند الانحدار الزائد عن قيمته في بداية الانحدار والتي يصبح فيها التدفق متناسباً مع الانحدار (شكل ٦ – ٥). بصورة عامة ، تكون هذه الظواهر موضع اهتمام رغم انها ليست ذات اهمية كبيرة من الناحية التطبيقية ، ويمكن ان يخدم قانون دارسي في الاساس الحالات المتعلقة بتدفق الماء في التربة.



شكل (٦ – ٥) علاقة التدفق مع انحدار الجهد الهيدروليكي وامكانية اشتقاق قانون دارسي عند انحدار الجهد الهيدروليكي الواطئ.

٤ – الجاذبية – الضغط والشحنة المائية الكلية

الماء الداخل في العمود الشكل (٦ – ٣) يكون تحت ضغط P_i والذي يكون حاصل جمع ضغط الماء الساكن P_s والضغط الجوي P_a واللذين يعملان على سطح الماء في الخزان ، وبسبب ان الضغط الجوي يكون متشابهاً في كلا النهايتين من النظام ، يمكن عدم اخذه بنظر الاعتبار ويؤخذ ضغط الماء الساكن بنظر الاعتبار. طبقاً لذلك ، ضغط الماء عند حدود الجريان الداخل يكون($\rho_w gHP_i$) ، وبسبب ان g, ρ_w يكونان تقريباً ثابتين ، يمكن اعتبار هذا الضغط على اساس ضغط الشحنة (الضاغط) HP_i .

تدفق الماء في العمود الافقي يحدث تحت تأثير الانحدار في ضغط الشحنة ، فالتدفق في حالة العمود العمودي يحدث تحت تأثير الجاذبية فضلاً عن ضغط شحنة الجاذبية H_g عند اية نقطة يمكن تقديرها بواسطة ارتفاع النقطة نسبة الى المستوى القياسي المحدد ، في حين شحنة الضغط يتم تقديرها بواسطة ارتفاع عمود الماء المستقر فوق تلك النقطة.
فالشحنة الكلية H تكون مكونة من حاصل جمع الشحنتين $H = H_p + H_g$

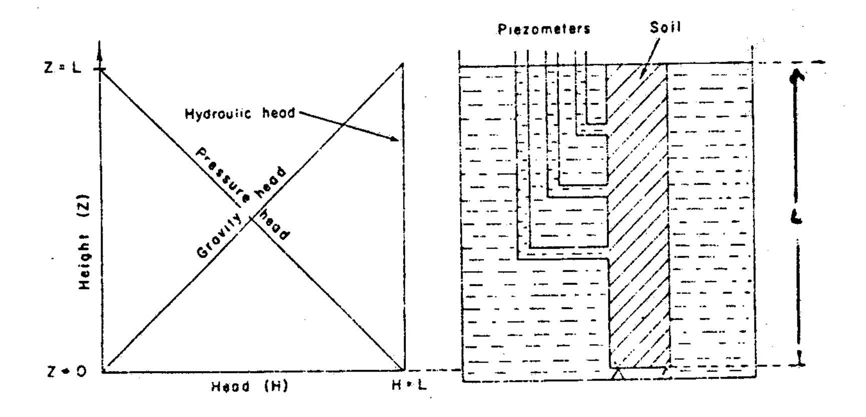
ولتطبيق قانون دارسي في حالة التدفق العمودي يجب اعتبار الشحنة المائية الكلية عند حدود التدفق الداخل والخارج (H_0 , H_i) على التوالي). كما يأتي :
وقانون دارسي يصبح :

$$H_i = H_{pi} + H_{gi}$$

$$H_0 = H_{po} + H_{g0}$$

$$q = -K \frac{(H_{pi} + H_{gi}) - (H_{p0} + H_{g0})}{L}$$

شحنة الجاذبية غالباً ماتكون مصممة على اساس Z والتي تكون عبارة عن المسافة العمودية في نظام الاحداثيات الثلاثية z, y, x ، يكون وضع المستوى القياسي عند المستوى Z = o وفي قعر العمود او عند مركز العمود الافقي. اما شحنة الضغط والجاذبية يمكن تمثيلها بمحنى بسيط وبطريقة مبسطة ، ولايضاحها يجب غمر عمود التربة العمودي في خزان مائي ونتيجة لذلك السطح العلوي من العمود سوف يكون مع مستوى سطح الماء كما في الشكل (٦ – ٦). حيث ان الاحداثيات في الشكل (٦–٦) تكون منتظمة لذلك فارتفاعها فوق قعر العمود يكون موضحاً بواسطة المحور العمودي Z ، وان ضغط الجاذبية والشحنة المائية تكون موضحة على المحور الافقي ، وشحنة الجاذبية يكون تقديرها مع المستوى نسبة الى المستوى القياسي (Z = 0) ويزداد مع الارتفاع بنسبة (١ : ١) ، شحنة الضغط يكون تقديرها على اساس سطح الماء الحر والتي عندها يكون ضغط الماء الساكن مساوياً للصفر. وطبقا لذلك شحنة ضغط الماء الساكن عند قمة العمود تكون صفراً وعند القعر تكون مساوية الى طول العمود L وعند نقصان شحنة الجاذبية من القمة الى القعر ، شحنة الضغط تزداد وعليه فحاصل الجمع التي تكوّن الشحنة المائية (الضاغط المائي) يبقى ثابتاً على طول العمود ، وهذه تكون حالة التعادل التي لايحدث عندها التدفق.

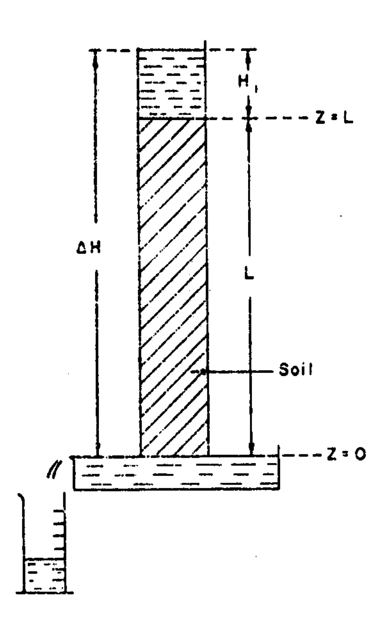


شكل (٦ – ٦) توزيع شحنات الضغط ، الجاذبية والمائية الكلية في الاعمدة العمودية المغمورة في الماء عند التعادل.

ان ضغط الماء لايكون متساويا على طول العمود ، ويكون كبيراً عند قعر العمود عند مقارنته مع الجهة العليا من العمود ، واذا كان انحدار الضغط القوة الوحيدة المسببة للتدفق (كما يحدث في الحقيقة للاعمدة الافقية) ، فالماء سوف يتدفق نحو الاعلى ، على كل حال انحدار الضغط المعاكس يكون انحدار الجاذبية المساوي في القيمة والناتجة عن حقيقة ان الماء عند الجهة العليا يكون ذا جاذبية وجهد عالٍ مقارنة بالجهة السفلى (القعر). وبسبب هذين الانحدارين المتعاكسين سوف يمون احدهما الاخر، والشحنة المائية الكلية تكون ثابتة ، كما موضحة في الانبوب العمودي المربوط الى يسار العمود. عند اختيار المستوى القياسي عند قعر العمود ، فجهد الجاذبية يكون دائماً موجباً. ومن الجهة الثانية ، شحنة ضغط الماء والتي تكون موجبة تحت سطح الماء الحر، يمكن في حالات اخرى ان تكون سالبة ، والشحنة المائية السالبة يمكن ان توضح ان الضغط اقل من الضغط الجوي. مثل هذا الضغط الثانوي يمكن ان يحدث فوق مستوى الماء الجوفي وعندما تكون التربة غير مشبعة ، والتدفق تحت هذه الظروف سوف يعالج في الفصل القادم.

٥– التدفق العمودي (في الاعمدة العمودية)

الشكل (٦–٧) يظهر عمودا مشبعا ومتماثلا. السطح العلوي يكون مغمور بالماء تحت شحنة ثابتة (H_1) والسطح السفلي يكون موضوعاً عند مستوى ثابت من الخزان. التدفق يحدث من الخزان العلوي الى السفلي خلال عمود طوله (L). لغرض حساب الجريان طبقاً



شكل (٦-٧) تدفق الماء نحو الاسفل في الاعمدة العمودية والشبعة

لقانون دارسي، يجب معرفة الانحدار بالشحنة المائية والتي تكون عبارة عن النسبة بين الانخفاض بالشحنة المائية (بين حدوث التدفق الداخل والخارج) الى عمود التربة

الشحنةالمائية عند التدفق الداخل $H_i = H_1 + L$

الشحنة المائية عند التدفق الخارج $H_0 = 0 + 0$

الاختلاف بالشحنة المائية $H = H_i - H_0 = H_1 + L$

معادلة دارسي في هذه الحالة

$$q = -K \frac{\Delta H}{L} = -K \frac{H_1 + L}{L}$$

$$q = K \frac{H_1}{L} + K$$

وعند مقارنة هذه الحالة مع الحالة الافقية، يظهران معدل الانخفاض بتدفق الماء في الاعمدة العمودية اكبر من الاعمدة الافقية وتكون محددة بواسطة قيمة التوصيل المائي. واذا كان عمق الغمر (H_1) مهملا فالجريان يساوي الايصالية المائية، وهذه تكون مطابقة للحقيقة القائلة (في غياب انحدار الضغط تكون فقط كل من القوة المحركة والانحدار في شحنة الجاذبية لها قيمة وحدة واحدة في الاعمدة العمودية وذلك لان هذه الشحنة تختلف بنسبة

١ : ١ مع الارتفاع). يجب فحص حالة التدفق نحو الاعلى والذي يكون معاكسا لاتجاه الانحدار في جهد الجاذبية، والانحدار المائي يصبح:

الشحنة المائية عند التدفق الداخل $H_i = H_1 + 0$

الشحنة المائية عند التدفق الخارج $H_0 = 0 + L$

الاختلاف في الشحنة المائية $\Delta H = H_i - H_0 = H_1 + L$

وعليه فمعادلة دارسي تكون

$$q = K \frac{H_1 - L}{L} = K \frac{H_1}{L} - K$$

$$q = K \frac{\Delta H}{L}$$

٦- التدفق في الاعمدة المركبة

يوخذ عمود التربة غير المتماثلة وفيه طبقتين متميزتين، ذو سمك معين وايصالية مائية خاصة بكل طبقة، وعند افتراض ان طبقة الدخول هي رقم (١) وطبقة الخروج هي رقم (٢) لعمود التدفق، (H_1) هي الشحنة المائية على السطح الداخل، (H_2) حدود الطبقة الداخلية، (H_3) هي الشحنة المائية لطبقة الخروج، فعند التدفق الثابت فالجريان خلال كلا الطبقتين يجب ان يساوي

$$q = K_1 = \frac{(H_1 - H_2)}{L_1} = K_2 \frac{(H_2 - H_3)}{L_2}$$

حيث ان K_1 ، K_2 ، L_1 ، L_2 هي الايصالية وسمك الطبقة الاولى والثانية على التوالي، وعند اهمال مقاومة التلامس بين الطبقتين نحصل على:

$$H_2 = H_1 - q \frac{L_1}{K_1}$$

$$q \frac{L_2}{K_2} = H_2 - H_3$$

ونتيجة لذلك نحصل

$$q = \frac{L_2}{K_2} = H_1 - q \frac{L_1}{K_1} - H_3$$

$$q = \frac{H_1 - H_3}{\frac{L_2}{K_2} + \frac{L_1}{K_1}}$$

المقام في هذه المعادلة يتمثل بالايصالية المائية، ويطلق عليه

بالمقاونة المائية، ان نسبة السمك الى الايصالية المائية $\left(R_s = \frac{L}{K} \right)$

يطلق عليه بالمقاومة الايصالية (التوصيلية) لكل وحدة مساحة، وعليه

$$q = \frac{\Delta H}{Rs_1 + Rs_2}$$

حيث ان ΔH تمثل انخفاض الشحنة المائية عبر النظام الداخلي ، Rs_1 ، Rs_2 تمثل المقاومة الايصالية لكل من الطبقة الأولى والثانية على التوالي. تكون هذه المعادلة الانفة الذكر في هيئة نظير متكامل لقانون اوم بالنسبة الى المقاومة المربوطة على التوالي.

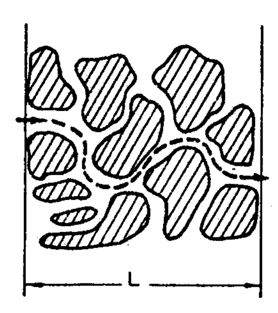
٧- الجريان - سرعة الجريان (التدفق)

كما اوضح في الباب السابق، فان كثافة الجريان ببساطة يطلق عليها بالجريان والتي هي عبارة عن حجم الماء المار خلال وحدة مساحة المقطع العرضي (متعامد على اتجاه التدفق) لكل وحدة زمن، وتكون ابعاد الجريان هي وحدة طول لكل وحدة زمن في النظام العالمي كما في المعادلة الاتية:

$$q = \frac{V}{At} = \frac{L^3}{L^2T} = LT^{-1}$$

وهذه الابعاد هي نفس ابعاد السرعة، وبسبب ان مسام التربة تختلف في اشكالها، عرضها واتجاهها، فسرعة التدفق الحقيقة في التربة تكون مختلفة بدرجة عالية (مثال: المسام العرضية تكون موصلة للماء بدرجة سريعة، والسائل في مركز كل مسام يتحرك بسرعة اكبر من حركة السائل ويكون مقاربا الى حركة الجزيئات) ، ونتيجة لذلك لايمكن لاحد الايعاز الى السرعة المفردة لتدفق السائل، ولكن من الافضل الايعاز لها بمعدل السرعة. ان التدفق لايكون مقتصرا على مساحة المقطع الداخلي (A) بسبب ان قسما من هذه المساحات تكون مسدودة بواسطة الدقائق ويكون جزءا من المسامية مفتوحا للتدفق، وبسبب ان المساحة الحقيقية تكون اصغر من A فمعدل السرعة الحقيقة للسائل يجب ان تكون اكبر من الجريان (q) ومسار التدفق الحقيقي يكون اكبر من طول عمود التربة وهذا

يوضح الالتواءات الشكل (٦–٨). وعلى هذا الاساس يمكن تعريف الالتواءات بانها معدل نسبة الممر الحقيقي (المنحني) الى ممر التدفق الظاهري (الممر الظاهري)، تكون النسبة للمسافة المنعكسة «بواسطة المعدل» فجزء من الماء المتدفق خلال مسام جسم التربة الى طول ذلك الجسم، وتكون الالتواءات مجردة من الوحدات الهندسية للوسط المسامي. ومن الصعوبة قياسها بالتحديد، وتكون دائما اكبر من (١) وربما تزيد في بعض الاحيان عن (٢)، وعامل الالتواء يكون تعريفه عكس تعريف الالتواءات (اي مقلوب الالتواءات).

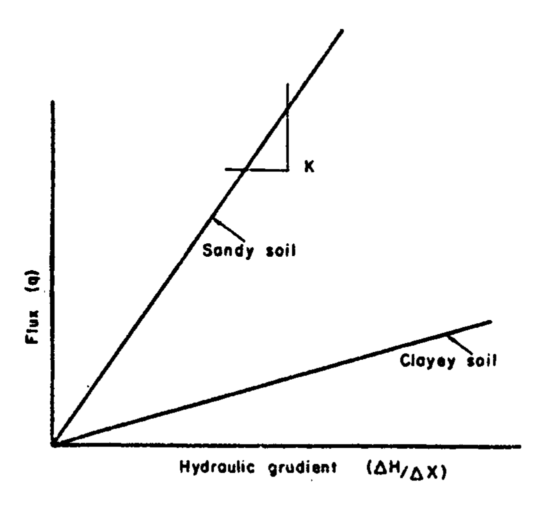


شكل (٦–٨) جريان الماء خلال الممرات في التربة

٨– الايصالية المائية – النفوذية – والسيولة

الايصالية المائية عبارة عن النسبة بين التدفق الى الانحدار المائي، او هو انحدار العلاقة بين التدفق والانحدار في الشحنة المائية الشكل (٦–٩)، وطالما ان ابعاد التدفق هي وحدة طول لكل وحدة زمن (سم ثا$^{-1}$) فابعاد الايصالية المائية تعتمد على ابعاد التدفق لان انحدار الشحنة المائية مجردة من الوحدات. ان انحدار الشحنة المائية $\left(\frac{\Delta H}{L}\right)$ والتي تكون عبارة عن نسبة طول الى الطول ولهذا تكون مجردة من الوحدات. وطبقا لذلك، ابعاد الايصالية المائية تكون نفس وحدات التدفق والتي هي (سم ثا$^{-1}$)، ومن جهة ثانية اذا كان الانحدار المائي معبرا عنه باختلاف الضغط مع الطول، فالايصالية المائية يفترض ان تأخذ الابعاد (سم^{3} ثا سم$^{-1}$) وبسبب قلة وصعوبة استخدام الوحدة، فاستعمال وحدات الشحنة بصورة عامة هي المفضلة. وفي الترب المشبعة وذات البناء الثابت، اضافة للترب القوية (الصلبة)، فالاوساط المسامية مثل الصخر الرملي تكون الايصالية المائية ثابتة

وتتراوح قيمتها بحدود (١٠-٢ - ١٠-٣ سم/ثانية) في الترب الرملية (١٠-٤ - ١٠-٧ سم / ثانية) في الترب الطينية .

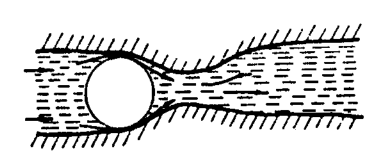


شكل (٦-٩) العلاقة الخطية بين التدفق وانحدار الشحنة المائية.

الايصالية المائية تكون بصورة واضحة متأثرة ببناء التربة فضلا عن النسجة وتكون كبيرة في الترب المسامية، المفتتة او المتجمعة عن الترب المرصوصة بقوة وذات الكثافة العالية. لهذا فالايصالية لاتعتمد على المسامية الكلية فقط لكن اساسا على حجم المسام الموصلة (مثال: الترب الحصوية) او الرملية ذات المسام الواسعة يمكن ان يكون ايصالها المائي كبيرا مقارنة بالترب الطينية ذات المسام الضيقة رغم ان المسامية الكلية في الترب الطينية بصورة عامة اكثر من الترب الرميلة. ثقوب الديدان الارضية وبقايا اثار قنوات الجذور التي تكون متواجدة في الحقول ربما تؤثر في اختلاف الجريان، معتمدة على اتجاه وظروف عمليات الجريان، ولهذا نلاحظ بان هذه الممرات تملأ بالماء وتتوزع بسرعة كبيرة اذا كانت شحنة الضغط موجبة. اما اذا كانت شحنة الضغط سالبة (اي عندما تكون التربة تحت الشد)، فان الثقوب الكبيرة سوف تكون ميزولة وتفشل في نقل الماء، الايصالية المائية لمعظم الترب لاتبقى ثابتة وذلك بسبب اختلاف العمليات الكيميائية، الفيزيائية والبايولوجية، فالايصالية ربما تتغير عندما ينفذ الماء ويتدفق في التربة، وان التغير يحدث في مركبات التبادل الايوني المعقد، حتى عندما ينفذ الماء الى التربة التي لها تراكيز

مختلفة من المذاب عن محلول التربة الاصلي، يمكن ان تغير الايصالية المائية بدرجة كبيرة. بصورة عامة، فالايصالية المائية تقل مع نقصان تركيز المذاب الالكتروليتي، طبقا للتمدد وظاهرة المعلق والتي تكون متأثرة بواسطة وجود الكاتيونات المعينة، وهذه تؤدي الى حركة دقائق الطين خلالها والممتدة مع التدفق ربما تسبب في غلق المسام.

في التطبيق العملي، من الصعوبة تشبيع التربة بالماء مالم يتم التخلص من الهواء، حيث ان الفقاعات الهوائية تعيق ممر المسام كما موضحة في الشكل (٦ - ١٠).



شكل (٦- ١٠) اعاقة الفقاعة الهوائية لجريان الماء.

تغيرات درجة الحرارة ربما تسبب جريان الماء وبالتالي اذابة او اطلاق الغاز، وسوف تسبب ايضا تغير في حجم الحالة الغازية وعليه تؤثر على الايصالية. يلاحظ بان الايصالية المائية هي ليست صفة مقتصرة على التربة وحدها وذلك بسبب اعتمادها على صفات التربة المميزة والسائل معا، حيث ان خصائص التربة التي تؤثر على الايصالية المائية تكون المسامية الكلية، توزيع حجم المسام، الالتواءات والشكل الهندسي لمسام التربة. صفات السائل المؤثرة على الايصالية المائية تكون كثافة السائل ولزوجته. وفي بعض الاحيان بالتطبيق العملي يمكن فصل الايصالية المائية الى عاملين:

١ - النفوذية الحقيقية intrinsic permeability للتربة (K)

٢ - النفوذية للسائل (f) fluidity

حيث ان ($K = kf$)، وعندما يعبر عن الايصالية المائية بوحدات (سم /ثا) ، فالنفوذية الحقيقية للتربة يعبر عنها بوحدة (سم[٢]) ونفوذية السائل بوحدة $\frac{١}{\text{سم . ثا}}$ نلاحظ ان نفوذية السائل تكون متناسبة عكسيا مع اللزوجة، رياضيا

$$f = \frac{\rho g}{\eta} k = \frac{k\eta}{\rho g}$$

حيث ان حدود هذه المعادلة عرفت انفا. وفي السوائل الاعتيادية، الكثافة تكون ثابتة تقريبا وتغير نفوذية السائل يكون ناتجا عن التغيرات الاولية في اللزوجة، وفي السوائل المضغوطة مثل الغازات فالتغير الحاصل في كثافتها يكون نتيجة لتغيرات الضغط والحرارة واللذين يجب ان يؤخذان بنظر الاعتبار.

في الماضي كان استخدام اصطلاح النفوذية مصدر للقلق والشكوك والذي يستخدم للايعاز الى الايصالية المائية في التطبيقات العملية وكذلك استخدمت في الاحساس النوعي لوصف الاوساط المسامية لنقل الماء والسوائل المختلفة الاخرى، ولهذا السبب استخدام النفوذية في الاحساس الكمي وبابعاد (وحدة طول مربعة) ربما يحتاج الى استخدام بعض الصفات المكافئة لذلك مثل النفوذية الحقيقة intrinsic ويرمز لها (K). ويجب ملاحظة ان نفوذية السائل تتغير مع تغير مركبات السائل، والحرارة، وتكون النفوذية الحقيقة صفة مميزة للاوساط المسامية وللاشكال الهندسية للمسام وهيكل التربة.

وفي الاجسام المسامية الثابتة يحصل نفس النفوذية مع مختلف السوائل (مثال: الماء ، الهواء او الزيت) ، وفي معظم الترب يحصل تداخل الماء ضمن هيكل التربة فالايصالية المائية لايمكن اعادة حلها بفصلها الى خصائص او صفات مميزة لكل من الماء والتربة والمعادلة الاخيرة ($K = kf$) يكون تطبيقها غير عملي.

٩- علاقة الايصالية ، النفوذية مع الشكل الهندسي للمسام

بما أن نفوذية التربة من الصفات الفيزيائية للاوساط المسامية ، فانها سوف تكون ذا علاقة في بعض الظواهر كطريق لقراءة او قياس معين لصفة التربة المميزة لاشكال المسام الهندسية (مثال : المسامية ، توزيع حجم المسام والسطح النوعي الداخلي... الخ) ، وهناك محاولات عديدة لاكتشاف الظواهر المتعلقة بها في التطبيق العملي للطبيعة. ربما تكون الطريقة مبسطة لايجاد العلاقة بين النفوذية والمسامية ، وقد يكون الوصول الى هذه

النتائج غير ذي جدوى (عدا المقارنة للاوساط المتناظرة)، وعليه يكون الارتباط قويا لربط معدل التدفق مع عرض، استمرارية، شكل، وكذلك الالتواءات للقنوات الموصلة، ولذلك فالوسط المركب من مسامات متعددة وذو مسامية كلية يكون اشبه في سلوكه لظروف التوصيل المشبع الواطئ من الاوساط الاقل مسامية لكنها اكبر في المسام المنفردة. اجريت محاولات عديدة لايجاد العلاقة بين النفوذية وتوزيع حجم الدقائق، مثل هذه العلاقات ربما تكون في الحقيقة الشكل والتجمعات (مثلا الرمل مع الطين). وهناك محاولات لتوضيح الاوساط المسامية بواسطة اتباع بعض الموديلات النظرية والتي تكون مسؤولة عن المعادلات الرياضية، وبعض هذه الموديلات كانت ممتازة جدا رغم اعتمادها على النتائج التجريبية، والتي لوجدها يمكن ان تظهر فيما لوكان هناك استجابة لسلوك الاوساط المسامية(Scheidegger، ١٩٥٧)، والموديلات تتضمن كل من، Parallel straight capillaric، serial و branching. بصورة عامة اوضحت نتائج الدراسات بان الاوساط ذات المسامية الاعتيادية تكون تماما غير منتظمة، ولهذا اقترح الموديل الاكثر ملائمة للاوساط المسامية واسناده الى الظواهر الاحصائية. احد النظريات المقبولة والتي تمثل علاقة النفوذية مع الخصائص الهندسية للاوساط المسامية هي نظرية كوزني (Kozeny theory)، خاصة المحورة من قبل(Carman، ١٩٣٩)والتي تستند على ظاهرة نصف القطر الهيدروليكي، وصفة حدود الطول تفترض بانها ترتبط مع القنوات الافتراضية والتي تكون الاوساط المسامية عندها متكافئة، وقياس نصف القطر الهيدروليكي يكون عبارة عن النسبة بين الحجم الى سطح فراغ المسام اوانها نسبة مساحة المقطع العرضي للمسام الى المحيط والمعادلة الآتية تعرف بمعادلة كوزني- كارمن (Kozeny – Carman).

$$k = \frac{f^3}{Ca^2 (1 - f)^2}$$

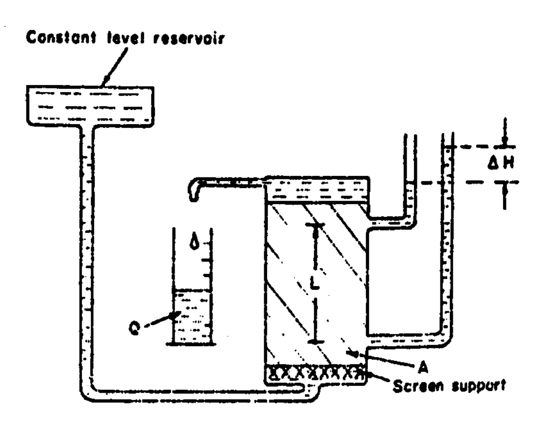
حيث تمثل a السطح النوعي المعرض للسائل، C ثابت يمثل عامل الشكل المتعلق، f المسامية الكلية والانتقاد الموجه لهذه النظرية يتعلق بعلاقة التربة (نظرية نصف القطر الهيدروليكي)والتي قد تفشل لوصف بناء الجسم مثل الطين المتشقق، حيث ان البناء المتشقق تهمل فيه المسامية والسطح النوعي.

١٠- التجانس وتوحيد الخواص

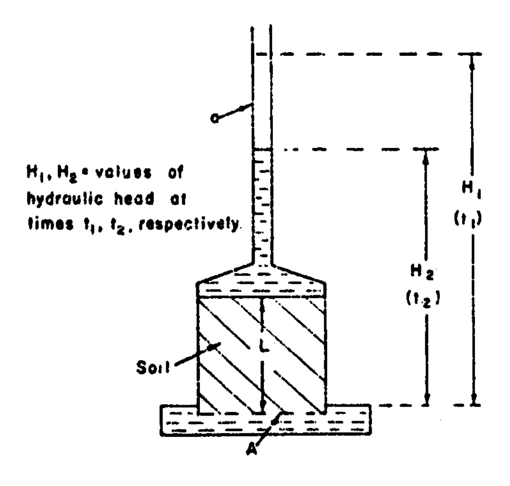
الايصالية المائية (النفوذية) ربما تكون متماثلة خلال التربة او ربما تختلف من نقطة لاخرى حتى في الحالة التي يقال عنها غير متجانسة ، فاذا كانت الايصالية المائية واحدة في جميع الاتجاهات ، فالتربة تكون موحدة في خواصها ويطلق عليها isotropy اي متساوية في خصائصها في جميع الاتجاهات. اما عندما تختلف الايصالية باختلاف الاتجاهات (مثال الايصالية الافقية ربما تكون اكبر او اقل من الايصالية العمودية) ، وهذه الحالة يطلق عليها غير متساوية في خصائصها وتسمى anisotropy فالتربة ربما تكون متجانسة وغير متساوية في خصائصها. في حالات معينة الايصالية المائية ربما تكون غير متماثلة وتوضح قيم مختلفة اعتمادا على اتجاه الجريان على طول الخط المعين. قياس اتجاه نفوذية التربة قد شرح من قبل Maasland and Kirkham ، ١٩٥٥ . ان عدم تساوي الخصائص يعود طبقا لبناء التربة التي ربما تكون صفائحية ، طبقية ، او عمودية ، وعليه فانها تسلك سلوك المسام الضيقة او الكبيرة مع تمييز الاتجاه.

١١- قياس الايصالية المائية للترب المشبعة

طرق قياس الايصالية المائية في المختبر قد درست حديثا من قبل(Klute ، ١٩٦٥)، وحقليا درست من قبل(Talsma ، ١٩٦٠ و Boersma ١٩٦٥) ، وطرق قياسها في المختبر موضحة في الشكل (٦- ١١) و (٦- ١٢).



شكل (٦- ١١) قياس الايصالية المائية المشبعة باستعمال عمود التربة الثابت وعمود الماء المتغير



شكل (٦-١٢) قياس الايصالية المائية المشبعة باستعمال عمود التربة المتغير وعمود الماء الثابت

مثل هذه التقديرات يمكن ان تجرى مع النماذج المجففة والمكسرة والتي بعدها تعبأ في خلية الجريان القياسية للتربة غير المستثارة في الوعاء الخاص لوضع النموذج الماخوذ مباشرة من الحقل ، وفي كلا الحالتين يجب اخذ الاحتياطات لتجنب الجريان الجوفي كما في طريقة مثقاب التربة «ثقب البريمة» أو بواسطة طريقة مضغاط السوائل(Piezometer)، وقد عرف التكنيك الخاص بالقياس فوق مستوى الماء الجوفي كما في طريقة الانابيب المزدوجة وطريقة ضخ الماء من الابار الضحلة .

ان طرق قياس الايصالية المائية في الحقل تختلف نوعاً ما عن طرق القياس في المختبر، رغم اختلاف الطرق الحقلية للقياس والتي تشمل :

١- قياس الايصالية المائية تحت مستوى الماء الجوفي

أ- طريقة ثقب البريمة Auger – hole method

ب- طريقة مضغاط السوائل Piezometer method

٢ – قياس الايصالية المائية فوق مستوى الماء الجوفي

أ– طريقة الانابيب المزدوجة Double – tube method
ب– طريقة دفع الماء للابار الضحلة Shallow – well pump in Permeameter
جـ– طريقة المنفاذ Permeameter

يمكن تطبيق الطريقة الاولى في حالة الترب المشبعة لانها تقيس الايصالية المائية تحت مستوى الماء الجوفي. احد هذه الطرق هي ثقب البريمة والتي تتلخص بملأ الحفرة غير المبطنة ثم البدء بسحب الماء خارج الحفرة لعدة مرات لحين الوصول لحد التعادل بين مستوى الماء في الحفرة مع مستوى الماء الجوفي. بعد ذلك يسحب الماء من الحفرة للوصول الى المستوى الجديد، ومن ثم يقاس معدل ارتفاع مستوى الماء في الحفرة، ومن معرفة التغير في مستوى الماء يمكن قياس الايصالية المائية. وذلك لان معدل مستوى الماء الجوفي يقيس معدل الجريان، ويمكن تقدير انحدار الشحنة من معرفة الفرق بين مستوى الماء في الحفرة ومستوى الماء الجوفي.

اما بالنسبة لطريقة مضغاط السوائل فتستند على قياس جريان الماء في الحفرة غير المبطنة عند النهاية السفلى من الثقب المبطن. في هذه الطريقة يتم قياس الايصالية المائية عن طريق دخول الماء الى الحفرة غير المبطنة والذي يؤدي الى ارتفاعه في الحفرة المبطنة. بعد ذلك يسحب الماء عدة مرات عن طريق ضخه الى الخارج بعد وصول مستوى الماء لحد التعادل مع مستوى الماء الجوفي، وتسجل القراءة ومنها نستطيع تقدير الايصالية المائية.

اما الطريقة الاخرى والتي تستعمل لقياس الايصالية المائية في الحقل فوق مستوى الماء الجوفي فتكون عكس الطريقة الاولى، يضاف الماء الى الحفرة بدلاً من سحبه منها وتتضمن هذه الطريقة عدة طرق منها طريقة الانابيب المزدوجة والتي تتلخص بعمل حفرة بواسطة البريمة الى العمق المراد قياس الايصالية المائية له يوضع في اسفل الحفرة غير المستثارة رمل خشن، بعدها توضع الانابيب المزدوجة بعناية في الحفرة. يضاف الماء لكلا الانبوبين مع مراعاة جعل مستوى الماء ثابتاً في كليها لضمان تشبيع النطاق الموجود تحت هذه الانابيب لحساب الايصالية المائية يتطلب تغيير مستوى الماء في الانبوب الداخلي مع بقاء مستوى الماء ثابتاً في الانبوب الخارجي، ومنه نستطيع تسجيل التغيير في مستوى الماء للانبوب

الداخلي بعد ذلك يثبت مستوى الماء في الانبوب الداخلي والخارجي كما كان عند بداية التجربة . يتم التوقف عن اضافة الماء الى الانبوب الداخلي ، يلاحظ بان مستوى الماء في الانبوب الخارجي يبقى متساوياً مع الانبوب الداخلي. يسجل معدل الهبوط في مستوى الماء للانبوب الداخلي ، ونتيجة القياس ترسم على اوراق المنحنيات الخطية خلال الفترة الزمنية ومنها يمكن تقدير الايصالية المائية .

اما بالنسبة لطريقة ضخ الماء الى الابار الضحلة فتستخدم ايضاً في غياب مستوى الماء الجوفي . حيث يتم قياس الايصالية المائية عن طريقة قياس معدل جريان الماء في الحفرة والتي قد تكون مبطنة أو غير مبطنة مع الحفاظ على مستوى ثابت لارتفاع الماء في البئر اثناء تجهيز الماء من الخزان المجاور.

يقاس معدل الماء المستخدم يومياً لحين الوصول الى الحالة المستقرة ثم تحسب الايصالية المائية . اما طريقة المنفاذ فتستند على قياس معدل الجريان الخارج للماء المضاف الى الحفرة ، يبقى الماء داخل الاسطوانة وخارجها في مستوى ثابت. يقاس معدل الماء الداخل الى الاسطوانة الداخلية ، بعدها يمكن قياس الايصالية المائية العمودية في حالة معرفة الضغط قرب قعر الاسطوانة والذي يمكن قياسه بواسطة التنشومتر (مقياس الشد)

١٢ – معادلات الجريان المشبع

قانون دارسي يكون كافياً لوصف عملية الجريان المستقرة «الثابت» والتي عندها يكون التدفق ثابتاً ومتساوياً على طول النظام الموصل. وعليه ، فالجهد والانحدار عند كل نقطة يبقى ثابت مع الزمن. والجريان غير المستقر يكون عندها قيمة الجهد والانحدار للتدفق متغيرة مع الزمن ، وتحتاج الى قوانين اضافية والتي يطلق عليها بقانون حفظ الكتلة ، ولفهم كيفية تطبيق هذه القوانين على ظواهر الجريان ، يمكن افتراض وجود عنصر ذو حجم صغير «مكعب» من التربة والتي يحدث فيها دخول الجريان وخروجه بمعدل مختلف. فقانون حفظ الكتلة يعبر عنه بمعادلة الاستمرارية التي تنص على انه اذا كان معدل الجريان الداخل الى حجم العنصر المحدد اكبر من معدل خروجه ، فان حجم العنصر يخزن زيادة في الماء الجاري ومن ثم يزداد فيه المحتوى المائي (عكس ذلك يحصل عندما يكون معدل الجريان الخارج اكثر من الداخل ، فالخزن يقل). وياخذ في نظر الاعتبار الحالة

البسيطة المتضمنة الجريان في اتجاه واحد ، فان (qx) يكون ممثلا للتدفق في اتجاه المحور (x) ، فمعدل الزيادة بـ qx للمحور x يجب ان يساوي معدل النقصان في المحتوى الحجمي (θ) خلال الزمن (t)

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial qx}{\partial x}$$

والتي تصبح في الاتجاهات المتعددة (نظام ثلاث اتجاهات) بالصيغة الآتية :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \nabla . q$$

وعند النظر الى قانون دارسي فان الصيغة لثلاث اتجاهات هي $q = k\nabla H$

حيث ان H هي الشحنة المائية ، k هي الايصالية المائية . وعند ربط هذه المعادلة مع معادلة الاستمرارية نحصل على معادلة الجريان $\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla . K\nabla H$ وفي تطبيق هذه المعادلة ، يلاحظ بأن الماء يكون مستمراً خلال نطاق الجريان وان صفة ظروف تساوي الحرارة وظاهرة التغير الكيميائية أو البايولوجية لاتغير السائل أو الوسط المسامي ، فالمعادلة الآنفة الذكر في اتجاه واحد تصبح $\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial X}\left(k \frac{\partial H}{\partial X}\right)$

وبسبب ان الشحنة المائية يمكن اعادة حلها الى شحنة الضغط (H_p) وشحنة الجاذبية (المستوى فوق المستوى القياسي) يمكن كتابتها $\frac{\partial \theta}{\partial t} = \mathrm{div}\left[k (\nabla H_p + \nabla z)\right.$

وفي حالة الجريان الافقي $(\nabla z = 0)$ وعليه $\frac{\partial \theta}{\partial t} = \mathrm{div}\, k \left(\frac{\partial H_p}{\partial x} \right)$

في حين حالة الجريان العمودي $(\nabla z = 1)$ وعليه $\frac{\partial \theta}{\partial t} = \mathrm{div}\left[k \left(\frac{\partial H_p}{\partial z} + 1 \right)\right.$

في الترب المشبعة فان الوسط غير المضغوط $\left(\frac{\partial \theta}{\partial t} = 0 \right)$ ، الايصالية المائية عادة ماتفترض ان تكون ثابتة ، وعليه فالمعادلة

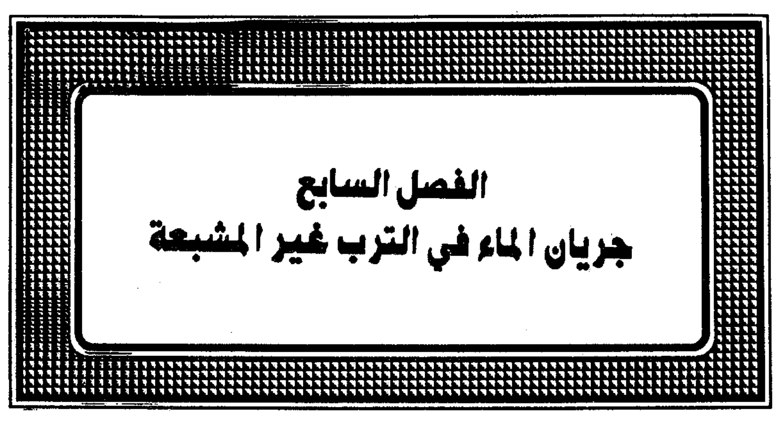
$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left(k \frac{\partial H}{\partial x}\right)$$

$$Ks \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} = 0$$

حيث ان K_s هي الايصالية المائية للترب المشبعة (الايصالية المشبعة) تحت ظروف الجريان في ثلاث اتجاهات وعند عدم تساوي الصفات anisotropy

$$K_x \frac{\partial^2 H}{\partial X^2} + K_y \frac{\partial^2 H}{\partial Y^2} + K_z \frac{\partial^2 H}{\partial Z^2} = 0$$

بصورة عامة معادلة المشتقة لها ارقام مالانهاية في حلولها ولتقدير الحل النوعي لاي حالة معينة فمن الضروري تحديد ظروف حدود المعادلة ، في حالة الجريان غير المستقر. اما الظروف المستقرة ، انواع مختلفة من ظروف الحدود يمكن تواجدها (مثال : الحدود غير النفاذة ، سطح الماء الحر ، الحدود التي لها ضغط معلوم ، أو معدل الجريان الداخل والخارج معروفة) ، لكن في كل حالات التدفق وشحنة الضغط يجب ان تكون مستمرة خلال النظام . في الترب الطبقية ، فالايصالية المائية والمحتوى المائي ربما يكونان غير مستمرين عبر حدود الطبقات الداخلية ، فمعادلة الجريان في حالة عدم التجانس وعدم تساوي الخصائص قد شرحت من قبل (Bear واخرون ، ١٩٦٨ و Phillips ١٩٦٩ أ) حلل حديثا الجريان في الاوساط المتمددة (المضغوطة) ، وفي حالة الجريان غير المستقر ، هيكل التربة الصلب والمتمدد يتحرك ونتيجة لذلك قانون دارسي يطبق لحركة الماء نسبة الى الجزيئات بدلا من نسبة الفراغات الفيزيائية والعمليات التجريبية لمثل هذه التربة نفذت من قبل(Smiles و Rosenthal ، ١٩٦٨) .



معظم العمليات المتضمنة جريان ماء التربة في الحقل وسلوك نظام المجموع الجذري لمعظم النباتات تحدث عندما تكون تحت الظروف غير المشبعة. لذا فعملية التدفق تحت الظروف غير المشبعة تكون معقدة وصعبة لوصفها كميا بسبب حدوث التغيرات في محتوى ماء التربة خلال التدفق (مثل هذه التغيرات المتضمنة للعلاقات المعقدة ضمن تغيرات المحتوى المائي والسحب والايصالية المائية، التي ربما تتاثر بواسطة عملية التخلف). ان الحلول الخاصة بمشاكل الجريان غير المشبع غالبا ماتحتاج الى استعمال الطرق غير المباشرة للتحليل، والتي تستند على عملية التخمين او التكنيك العددي، ولهذه الاسباب تطورت بعض النظريات الدقيقة لمعاملة وحل مثل هذه المشاكل. وحديثا، اصبح الجريان غير المشبع من المواضيع المهمة وذات صدى واسع لمعظم الابحاث في مجال فيزياء التربة، وذات نتائج معنوية من الناحية النظرية والتطبيقية.

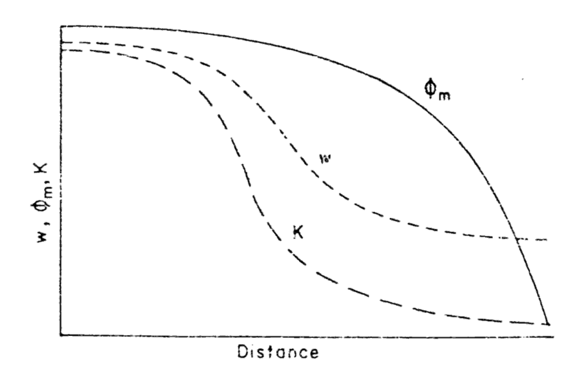
١ - مقارنة الجريان غير المشبع مع الجريان المشبع

اصبح واضحا بان جريان الماء في التربة يكون نتيجة للقوة المحركة والناتجة من اختلاف انحدار الجهد والذي ياخذ مكانا في اتجاه نقصان الجهد، ومعدل الجريان (التدفق) يكون متناسبا مع انحدار الجهد ويتاثر بواسطة الخصائص الهندسية لقنوات المسام والتي خلالها يحدث الجريان.

القوة المحركة في الترب المشبعة تكون في اتجاه انحدار الجهد الموجب، من ناحية ثانية الماء في الترب غير المشبعة يكون معرضا الى ضغط شبه جوي او سحب، والانحدار لهذا السحب سيكون اشبه بالقوة المحركة. طبقا للخصائص الفيزيائية المتعلقة بالماء وسطح دقائق التربة والمسامية الشعرية، تؤدي الى سحبه من النطاق الذي يكون فيه غشاء التميع

المحيط بالدقائق سميكا الى النطاق الذي يكون فيه الغشاء اقل سمكا ، وكذلك من النطاق الذي يكون فيه التقعر قليلا الى النطاق الذي يكون فيه التقعر عاليا وكبيرا ، وبعبارة اخرى ، الماء يميل للجريان من المكان ذات قوة السحب الواطئة الى المكان ذات قوة السحب العالية . وعندما تكون قوة السحب متماثلة على طول العمود الافقي ، فان العمود يكون في حالة التعادل ولاتكون هناك قوة محركة لعدم وجود اختلاف في انحدار الجهد وان المسام تبقى مملوءة ومغلفة بالماء (متميئة) محاولة بذلك تعادل قوة السحب . ويمكن ان يحدث الجريان بين نقطتين في حالة تباين كل من درجة الحرارة والتركيز الايوني بينهما .

يلاحظ بان القوة المحركة تكون كبيرة عند نطاق جبهة الابتلال ، نطاق دخول الماء الى التربة الجافة الاصلية شكل (٧- ١) ، وفي هذا النطاق انحدار قوة السحب يمكن ان يكون عدة بارات لكل سنتمتر من التربة ، وتكون هذه القوة المحركة اكبر من قوة الجذب الاف المرات . لكن الرأي السائد للعاملين في مجال مغاض التربة يشيرون الى ان الشد الفعال عند جبهة الابتلال تكون ٠,٥ - ٠,٧ من قيم air entery للتربة ان الاختلافات المهمة بين الجريان غير المشبع والجريان المشبع يكون معتمدا على الايصالية المائية ، فعندما تكون التربة مشبعة جميع المسام تكون مملوءة بالماء وموصلة ولهذا تكون الايصالية المائية عالية جدا مقارنة مع الترب غير المشبعة وعندما تصبح التربة غير مشبعة اي ان بعض المسام مملوءة بالهواء والجزء الموصل من مقطع التربة العرضي يقل تبعا لذلك . عند تطور قوة



شكل (٧- ١) تغيرات رطوبة التربة ، جهد الشد والايصالية المائية مع المسافة تحت الظروف غير المشبعة لحدوث التدفق المستقر.

السحب ، المسام الاولية والتي تفرغ اولا هي المسام الكبيرة والتي تكون اكثر ايصالية ، وتترك الماء ليجرى في المسام الصغيرة فقط ، وعليه مع اعادة التشبيع تزداد الالتواءات بعض الاوقات الترب ذات النسجة الخشنة ، تبقى متداخلة في حواف الخاصية الشعرية عند نقاط تلامس الدقائق وتشكل جيوب منفصلة وغير مستمرة من الماء ، وفي الترب المتجمعة ، مسامات التجمعات الكبيرة لها ايصالية عالية ، وعند التشبيع تصبح حدود لجريان السائل من احد التجمعات الى الجيران. لهذه الاسباب ، فالانتقال من الجريان المشبع الى غير المشبع يتبعه انخفاض تدريجي في الايصالية المائية والتي ربما تتناقص بقيمتها لعدة مرات (بعض الاوقات تصل الى $\frac{١}{١٠٠٠٠٠}$ من قيمتها عند التشبيع) عند زيادة قوة السحب من صفر الى ١ بار. عند زيادة قوة الشد او انخفاض المحتوى المائي ، فالايصالية المائية ربما تكون واطئة والتي عندها يكون تدرج في انحدار الجهد ، الذي تؤدي الى حدوث الجريان. وعند التشبيع ، معظم الترب الموصلة لها مسام كبيرة ومستمرة وتشغل حجماً كبيراً نسبة الى الحجم الكلي.

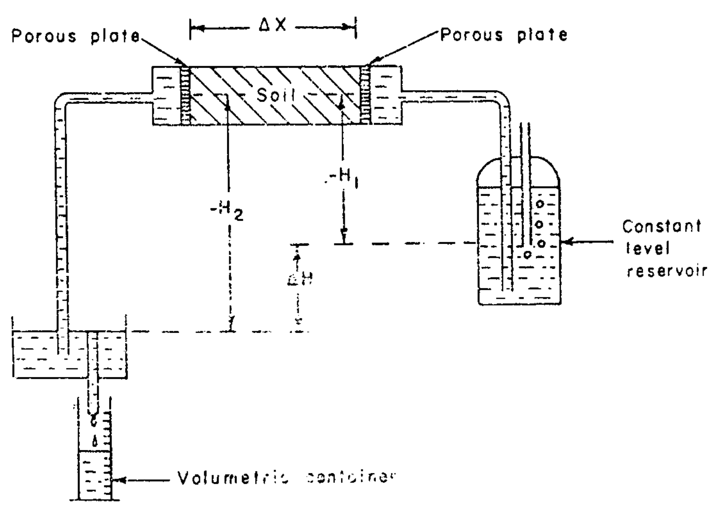
اما الترب الرملية فتوصل الماء بسرعة اكبر من الترب الطينية. وعلى كل حال ، ربما يكون صحيحا تماما في الترب غير المشبعة. حيث ان الترب ذات المسام الكبيرة ، تفرغ بسرعة وتصبح غير موصلة عند بدء تطور قوة السحب وعليه يحصل نقصان تدريجي ابتدائي للايصالية العالية ، من جهة ثانية ، الترب ذات المسام الصغيرة معظم مسامها تبقى كاملة وموصلة حتى عند زيادة قوة الشد وعليه ، فالايصالية المائية لاتتناقص تدريجياً وربما تكون اكبر من تلك الترب ذات المسام الكبيرة والمعرضة لنفس قوة السحب.

ان التربة في الحقل تكون غير مشبعة معظم الاوقات وغالبا مايتم حدوث الجريان ويدوم لفترة زمنية اطول في الترب الطينية منه في الترب الرملية. ولهذا السبب وجود طبقة الرمل في مقد الترب ذات النسجة الناعمة ، يكون معزولاً بالجريان وربما تعيق حركة الماء غير المشبع حتى يتم تراكم الماء فوق الرمل وتقل معها قوة الشد تماما للماء ليدخل المسام الكبيرة للرمل.

٢- علاقة الايصالية بقوة السحب (الشد) والترطيب

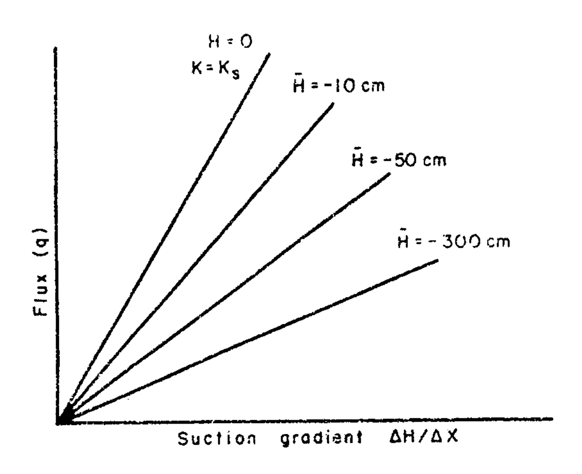
عند افتراض أن التربة غير مشبعة وان الجريان يحصل فيها تحت قوة الشد ، مثل هذا الجريان موضح في الشكل (٧- ٢) ، ويبقى فرق الجهد بين الجريان الداخل والجريان الخارج بدون فرق في الشحنة الموجبة لضغط الماء الساكن. بصورة عامة عند تغيير قوة الشد على طول نموذج التربة يحصل تغيير لكل من الترطيب والايصالية ، اما عند ثبات شحنة الشد في كلا النهايتين لنموذج التربة ، فعملية الجريان تكون مستقرة وتزداد فيه انحدار قوة الشد عند نقصان الايصالية المائية مع زيادة قوة الشد على طول محور النموذج وكما موضحة في الشكل اعلاه. وبسبب انالانحدارعلى طول العمود غير ثابتة ، كما هي في النظام المشبع ، فليس من الممكن تقسيم التدفق بواسطة النسبة الكلية لانخفاض الشحنة الى المسافة $\left(\frac{\Delta H}{\Delta X}\right)$ للحصول على الايصالية المائية ، ومن الضروري تقسيم التدفق بواسطة الانحدار الحقيقي عند كل نقطة لتقييم الايصالية الحقيقية واختلافها مع قوة الشد. وفي المعادلة يجب افتراض أن العمود في الشكل (٧- ٢) يكون قصيراً تماماً ليسمح لنا تقييم معدل الايصالية لنموذج التربة ككل (مثال $K = q \frac{\Delta X}{\Delta H}$) ، ولهذا فمعدل الشحنة السالبة او قوة الشد التي تحدث في العمود تكون

$$- H = \bar{\Psi} = - \frac{H_1 + H_2}{2}$$



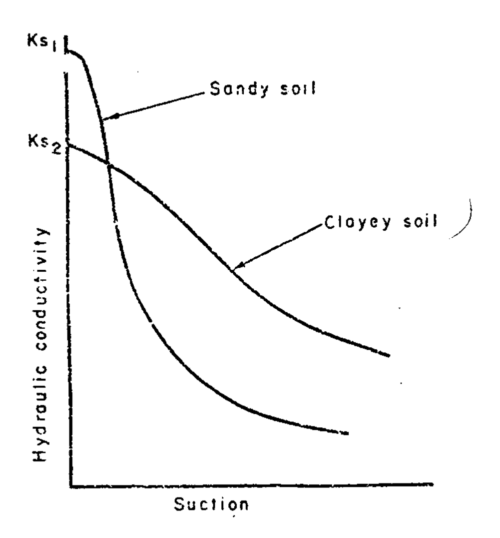
شكل (٧- ٢) الجريان غير المشبع في الأعمدة الافقية (تحت انحدار جهد التربة).

لعمل طريقة قياس جيدة لعلاقة التدفق بانحدار قوة الشد لمعدلات قيم قوة الشد المختلفة ، فالنتيجة لمثل هذه السلسلة من القياسات تكون موضحة بالشكل (٧- ٣). وجد ان التدفق في حالة الجريان المشبع يكون متناسبا مع الانحدار، رغم ان الايصالية المائية تكون ناتجة من العلاقة التي تربط كل من التدفق وانحدار قوة الشد ، وتتغير مع معدل قوة الشد. في الترب المشبعة ، الايصالية المائية بطريقة المقارنة تكون غير معتمدة على قيمة جهد الماء او الضغط.



شكل (٧- ٣) علاقة التدفق مع الانحدار في الشحنة المائية ، الايصالية المائية المعتمدة على معدل جهد الشد في الترب غير المشبعة.

السلوك العام لاعتماد الأيصالية مع قوة الشد للتربة ذات النسجة المختلفة موضحة في الشكل (٧- ٤) ، رغم ان الايصالية المائية المشبعة للترب الرملية(Ks_1)نوعاً ما اكبر من الترب الطينية (Ks_2) ، فالايصالية المائية غير المشبعة لتلك التربة تتناقص تدريجيا بدرجة اكبر مع زيادة قوة الشد وتصبح اوطأ. ظاهريا لاتوجد معادلة نافذة المفعول يمكن الاستناد عليها لربط الايصالية غير المشبعة اعتمادا على اسس خصائص التربة ، وهناك معادلات تخمينية(Gardner، ١٩٦٠) والتي تشمل على



شكل (٧- ٤) علاقة الايصالية المائية مع الشد لترب ذات نسجة مختلفة (تحت قياسات اللوغاريتم).

$$K = \frac{a}{\psi^m}$$

$$K = \frac{a}{b + \psi^m}$$

$$K = \frac{K_3}{1 + \left(\frac{\psi}{\psi_c}\right)^m}$$

$$K = a\theta^m$$

$$K = K_s W_S^m$$

حيث ان الايصالية المائية تتمثل بـ K عند اي درجة تشبيع (غير مشبعة)، a ، b ، c ، m هي ثوابت مخمنة وتختلف في قيمتها لكل معادلة ، ψ هي جهد شحنة الشد، θ تمثل المحتوى الرطوبي الحجمي ، W_s هي المحتوى الرطوبي عند درجة التشبيع ، ψ_c هي شحنة قوة الشد والتي تكون عندها $\left(K = \frac{1}{2} K_s\right)$ وهذه المعادلات المختلفة ، اكثرها خدمة هي المعادلة الاولى والثانية (رغم ان المعادلة الاولى بسيطة الاستعمال لكنها لاتستعمل في مديات قوة الشد التي تقترب من الصفر).

نلاحظ أن قيم الثابت m في اول معادلتين تصل تقريبا (٢) او اقل من تلك القيمة للترب الطينية وربما تصل (٤) او اكثر في الترب الرملية ، ويمكن تقدير قيم الحدود الثابتة لكل معادلة بالطرق التجريبية.

علاقة الايصالية بقوة الشد تعتمد على التخلف ، لهذا تكون مختلفة في الترطيب عن التجفيف والسبب في ذلك يكون عند قوة الشد المعينة ، فالتربة الجافة تحتوي ماء اكثر من التربة الرطبة ولهذا فعلاقة الايصالية المائية بالمحتوى المائي ، تظهر انها متاثرة بواسطة عملية التخلف الى درجات قليلة جدا ، وقيمة القوة الاسية في علاقة كل من الايصالية المائية بالمحتوى الرطوبي الحجمي ($k=a\theta^m$) يمكن ان تكون (١٠) او اكبر(Gardner واخرون ١٩٧٠).

بعض البحوث استخدمت مصطلحات مختلفة «مثل الايصالية الشعرية» لتمييز الايصالية المائية للتربة في الحالة المشبعة عن الحالة غير المشبعة ، والتي تكون بصورة عامة غير ضرورية ، وصفة «الشعرية» وبسبب ان الجريان يكون غير مشبع لاينطبق على هذه الحالة عند مقارنتها مع موديل المعادلات ، في حالة الجريان المشبع.

٣- المعادلات العامة للجريان غير المشبع

يلاحظ مما سبق ان قانون دراسي يمكن استخدامه في حالة الجريان المشبع ، ولقد استخدم هذا القانون من قبل (Richards ، ١٩٣١) في حالة الجريان غير المشبع ، مع اعتبار ان التوصيل يكون كدالة لشحنة جهد الشد matric suction head (مثال : ($K = K(\psi)$) والصيغة الرياضية للمعادلة هي :

$$q = -K(\psi)\nabla H$$

حيث ان ∇H تمثل انحدار الشحنة المائية التي ربما تتضمن كل من قوة الشد وقوة الجاذبية. لقد اشار كل من (Miller و Miller ، ١٩٥٦) الى فشل هذه المعادلة عند الاخذ في الحساب عملية التخلف وخصائص التربة والماء. في التطبيق العملي مشكلة التخلف في بعض الاحيان يمكن تجنبها عن طريق تحديد استعمال المعادلة الانفة الذكر للحالة التي تكون فيها قوة الشد متغيرة بدرجة متماثلة (زيادة او نقصان مستمر). وفي العمليات

المتضمنة كل من حالة الترطيب والتجفيف، حيث ان المعادلة اعلاه تكون صعبة التطبيق، عندما تكون الايصالية المائية دالة لجهد الشد متخلفة بدرجة كبيرة. كما ذكر في بداية هذا الفصل فعلاقة الايصالية المائية بالمحتوي الرطوبي الحجمي او بدرجة التشبيع K(Ws) or K(θ) تتاثر بواسطة عملية التخلف الى درجات قليلة عن ماهو عليه في K(ψ) وعلى الاقل في الاوساط المفحوصة، وعليه فقانون دراسي للترب غير المشبعة يمكن ايضا كتابتها في الصيغة الاتية :

$$q = -K(\theta)\nabla H$$

وللحصول على معادلة الجريان العامة التي تاخذ في الحساب الجريان غير المستقر (Transient flow) فضلا عن الجريان المستقر، فعمليات الجريان يمكن ان تعتمد على المعادلة المستمرة.

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = -\nabla . q$$

وبتعويض قيمة q بمايساويها في معادلة دارسي :

فالمعادلة تكون :

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \nabla . [K(\psi)\nabla H]$$

H. Head.

تذكر ان الشحنة المائية تكون عبارة عن حاصل جمع شحنة الضغط (وقد تكون سالبة اي شحنة قوة الشد) وشحنة الجذب (المستندة على المسافة العمودية Z) التي يمكن كتابتها :

$$H_T = H_g + H_p$$

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \nabla . [K(\psi)\nabla(\psi + z)] = \nabla . (K\nabla\psi) + \frac{\partial K}{\partial z}$$

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left(K\frac{\partial\psi}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(K\frac{\partial\psi}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(K\frac{\partial\psi}{\partial z}\right) + \frac{\partial k}{\partial z}$$

$$= \frac{\partial\theta}{\partial\psi} . \frac{\partial\psi}{\partial t}$$

حيث ان $\frac{\partial\theta}{\partial\psi}$ تمثل ميل المنحنيات المميزة لرطوبة التربة (السعة المائية النوعية)، وفي الجريان الافقي ∇z تساوي صفر، والعمليات الاخرى ايضا ربما تحدث حتى عند اهمال Δz مقارنة بانحدار جهد الشد القوي $\nabla\psi$ وفي هذه الحالة·

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \nabla . [K(\psi) \nabla\psi]$$

أما في حالة الأتجاه الواحد للنظام الأفقي :

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left[K(\psi) \frac{\partial\psi}{\partial x} \right]$$

٤ - الانتشار :

لتبسيط المعادلات الرياضية والتجريبية لعمليات الجريان غير المشبع على شكل معادلات متناظرة للانتشار والانتقال او الانتشار الحراري ذات الحلول السهلة والمتيسرة في بعض الحالات المتضمنة تطبيق ظروف الحدود لعمليات جريان ماء التربة، فمن الممكن في بعض الاحيان ربط التدفق مع المحتوى المائي بدلا من انحدار الشد. يمكن توسيع انحدار جهد الشد $\frac{\partial\psi}{\partial x}$ بواسطة الاعتماد على قانون السلسلة وكما ياتي :

$$\frac{\partial\psi}{\partial x} = \frac{d\psi}{d\theta} . \frac{\partial\theta}{\partial x}$$

حيث ان $\left(\frac{\partial\theta}{\partial x}\right)$ تمثل انحدار الرطوبة، وان $\frac{d\psi}{d\theta}$ هي مقلوب السعة المائية النوعية. $c(\theta)$

$$c(\theta) = \frac{\partial\theta}{\partial\psi}$$

وهذه تمثل انحدار (ميل) المنحنيات المميزة لرطوبة التربة عند اية قيمة معينة من الرطوبة ولهذا يمكن اعادة كتابة قانون دارسي بالصيغة الاتية :

$$q = - K(\theta) \frac{\partial\psi}{\partial x} = - \frac{k(\theta)}{c(\theta)} . \frac{\partial\theta}{\partial x}$$

لجعل هذه المعادلة متناظرة مع قانون (معادلة) فكس Fick's law ، يمكن استخدام دالة الانتشار D وتصبح المعادلة السابقة بالصيغة الاتية :

$$D(\theta) = -\frac{k(\theta)}{c(\theta)} = -k(\theta)\frac{\partial\psi}{\partial\theta}$$

وعليه فان D تعرف على انها نسبة الايصالية المائية الى السعة المائية النوعية ، ولذا فان كلاهما يكونان كدالة لرطوبة التربة والان يمكن كتابة المعادلة :

$$q = -K(\theta)\nabla H$$

$$q = -D(\theta)\nabla\theta$$

في حالة الاتجاه الاحادي .

$$q = -D(\theta)\frac{\partial\theta}{\partial x}$$

ولذلك فان الانتشار يمكن ان يراجع على اساس انه النسبة بين التدفق الى انحدار محتوى ماء التربة (الترطيب) ، لذلك فابعاد الانتشار تكون وحدة مساحة لكل وحدة زمن (سم^{2} ثا$^{-1}$) ، في حين السعة المائية النوعية c لها ابعاد حجم الماء لكل وحدة حجم من التربة لكل وحدة تغير في شحنة الشد (سم$^{-1}$).

ان استخدام المعادلة الاخيرة ، يؤخذ فيها انحدار الترطيب لتوضيح انحدار جهد الشد التي تكون حقيقة القوة المحركة ، وعند استخدام المعادلة في حالة الجريان باتجاه واحد في غياب الجاذبية نحصل على المعادلة الاتية والتي تعتمد على متغير واحد فقط .

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left[K(\psi)\frac{\partial\psi}{\partial x}\right]$$

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left[D(\theta)\frac{\partial\theta}{\partial x}\right]$$

في الحالات المعينة يبقى الانتشار ثابت (رغم انه بصورة عامة افتراض ذلك ضمن مديات الترطيب الواطئة) والمعادلة الاخيرة يمكن كتابتها على شكل قانون فكس الثاني الانتشار.

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = D\frac{\partial^2\theta}{\partial x^2}$$

يجب الانتباه الى ان عملية حركة الماء (السائل) في التربة هي ليست مقتصرة على الانتشار فقط لكن تكون طبقا لتدفق الكتلة ايضا ، ولذا فمعادلة الانتشار قد تفشل عند تواجد اي تاثير لظاهرة التخلف او عندما تكون التربة على هيئة طبقات ، او عند وجود انحدار في المحتوى الحراري وتحت هذه الظروف ، يكون الجريان ليس بسيطا في علاقته مع نقصان انحدار المحتوى الرطوبي ، وربما يكون حقيقة في الاتجاه المعاكس له . ومن جهة ثانية ، محاسن استخدام معادلة الانتشار هي في الحقيقة تكون ضمن مديات تغير في الانتشار وتكون اصغر من الايصالية المائية ، وان عملية قياس كل من الترطيب والانحدار تكون سهلة في التطبيق العملي ، وان ربط ذلك بحجم التدفق عن طريق قوة الشد وانحدارها يؤخذ في الحساب جهد الجاذبية كما يأتي :

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \nabla . [K(\psi) \nabla (\psi - z)] = - \nabla \quad (K\nabla\psi) + \frac{\partial k}{\partial z}$$

ولذلك يمكن كتابة معادلة الانتشار بالشكل الاتي :

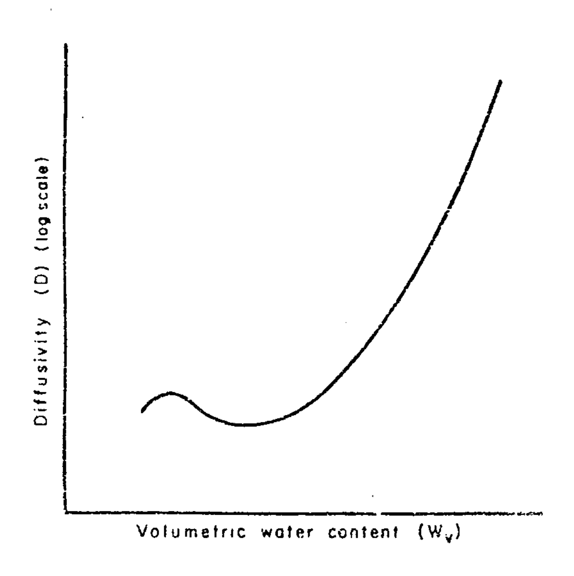
$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \nabla . [D(\theta) \nabla\theta] + \frac{\partial k(\theta)}{\partial z}$$

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \nabla . [D(\theta) \nabla\theta] + \frac{\partial k \partial\theta}{\partial\theta\partial z}$$

يلاحظ علاقة الانتشار مع الترطيب بصورة واضحة في الشكل (٧–٥) ، وهذه العلاقة يمكن التعبير عنها في المعادلة التخمينية الاتية :

$$D(\theta) = ae^{b\theta}$$

ويمكن تطبيق هذه المعادلة فقط لقوة الشد في المنحني الذي يوضح علاقة الانتشار بالترطيب . في مديات التجفيف (الجفاف) ، فالانتشار غالبا مايوضح السلوك المعاكس مع نقصان المحتوي المائي للتربة وهذا يكون طبقا لاسهام بخار الماء المتحرك (philips ، ١٩٥٥أ) . اما في مديات الرطوبة العالية للتربة ، اي عند وصول التربة حدود درجات التشبيع ، فالانتشار يصبح غير محدد وقد تصل الى مالانهاية وذلك بسبب ان $c(\theta)$ تقترب من الصفر.



شكل (٧ – ٥) علاقة الأنتشارية مع المحتوى الرطوبي للتربة .

٥ – طريقة الحل لبولتزمان Boltzman Solution

معادلة الجريان التالية والخاصة بجريان الماء في الترب غير المشبعة التي تكون معقدة جدا في حلها (علاقة غير خطية) عند مقارنتها مع المعادلة الخطية الكلاسيكية :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right]$$

يمكن حل معادلة المشتقة غير الخطية بواسطة التخمينات العددية باستعمال الحاسبة الالكترونية وهناك عدد من التحليلات البسيطة والتي تسهل تطبيق معادلة الجريان غير المشبع لبعض المشاكل المعينة . وعند اهمال الجاذبية ، فالجريان يكون متماثلا .
والشكل البسيط للمعادلة يكون :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla . (D \nabla \theta)$$

اما التكنيك الاكثر شيوعا في الحساب لحل معادلة المشتقة الخطية (نعني بذلك شكل الجريان في اتجاه واحد) يمكن حسابه باتباع طريقة الاحداثيات الديكارتية ،

الاسطوانية او الكروية ، حيث يستعمل شكل الاحداثيات الديكارتية في حالة التوسع في الدراسات ذات الحدود المتعددة ، العمود الافقي الطويل والذي يكون مبدئيا متماثل في الترطيب وقوة الشد ، ويتعرض فجاة في احد نهايتيه الى فرق في قوة الشد (والذي قد يكون واطئا او عاليا). ان المتغيرات المفصولة تظهر ان الحل المكتشف والمعروف بحل بولتزمان يكون في الشكل الاتي :

$$B(\theta) = \frac{X}{\sqrt{t}}$$

حيث ان $B(\theta)$ تكون مقيدة بواسطة معادلة المشتقة الاعتيادية ، والمكتوبة في شكل B كدالة لـ θ ، والمعادلة السابقة يمكن كتابتها في الحالة الديكارتية لتصبح :

$$\frac{B}{2} \cdot \frac{\partial\theta}{\partial B} = \frac{\partial}{\partial B}\left[D(\theta) \frac{\partial\theta}{\partial B} \right]$$

في هذا الشكل $\theta(X,t)$ يكون ظروف حدودها الغيض الافقي ، ويمكن تطبيقها مباشرة لمعادلة المشتقة الاعتيادية كما هي الحال في ظرف $\theta(B)$:

θ_0 for $x = 0$, $t > 0$ becomes for $B = 0$

θ_t for $X = 0$, $t \rightarrow 0$ becomes for $B \rightarrow \infty$

وهذا التكنيك (الطريقة) اتبعت من قبل (Klute ، ١٩٥٢ و philips ، ١٩٥٥ ، ١٩٥٧ جـ) للتوصل الى حل بعض المشاكل المتعلقة في جريان الماء في التربة افقيا خاصة وفي الأوساط المتماثلة في محتواها الرطوبي البدائي .

٦- قياس الايصالية المائية غير المشبعة والانتشار

ان المعلومات عن قيم الايصالية المائية في الحالة غير المشبعة والانتشار عند قوة الشد والمحتوى الرطوبي المختلف تكون الحاجة لها في التطبيق العملي قبل النظريات الرياضية لجريان الماء . ولعدم توفر الطريقة المقنعة والسهلة للحصول على قيم دقيقة للايصالية المائية والانتشار حيث يتم قياسها تجريبيا . وفي الاساس يمكن الحصول عليها اما في حالة الجريان المستقر او غير المستقر. في التدفق المستقر يكون التدفق ، الانحدار والمحتوي المائي ثابت مع

الزمن ، في حين ان التدفق غير المستقر يكون متغيرا . بصورة عامة ، ونتيجة لذلك القياس المبني على اساس الجريان المستقر اكثر ملائمة لتطبيقه واكثر دقة ، والصعوبة تكون في نصب ودفع نظام التدفق . لقد وصف (Klute ، ١٩٦٥ أ) طريقة (تكنيك) لقياس الايصالية المائية والانتشار لنموذج التربة في المختبر عن طريق تطبيق شحنة مائية ثابتة عبر نموذج التربة وبالنتيجة قياس تدفق الماء المستقر، نموذج التربة يجفف اما بواسطة الشد بواسطة طبق الضغط او بقدر الضغط ، والقياس يعمل بنجاح ضمن مستوى شد ورطوبة للحصول على كل من $K(\psi)$ ، $K(\theta)$ و $D(\theta)$ ، ورغم ان علاقة $K(\psi)$ مع المحتوى الرطوبي تكون متخلفة ، عند وصفها وصفا كاملا ، والقياس يجب عمله في حالة الترطيب والجفاف وهذه تكون صعبة وتحتاج الى خبرة ولهذا غالبا مايستعمل منحني التجفيف الذي يتم قياسه (نبدأ بالتشبيع ونبدأ بزيادة قوة الشد على التوالي) . مثل هذه الطريقة المختبرية يمكن ايضا تطبيقها لقياس نموذج التربة غير المثارة والماخوذة من الحقل والتي تؤخذ على اساس نموذج التربة المعبأ ورغم ذلك يجب العلم بانه لايمكن الحصول على نموذج جيد غير مستثار من الحقل .

ان طريقة الجريان غير المستقر والمستعملة لقياس الايصالية والانتشار في المختبر باتباع التدفق الخارج تكون مستندة على قياس معدل هبوط التدفق من النموذج في خلية الضغط عند زيادة الضغط بواسطة الفحص الدقيق ، احد المشاكل المتعلقة في تطبيق هذه الطريقة تكون المقاومة المائية (ويطلق عليها المقاومة الظاهرية impedance) للصفائح او الاغشية ونطاق تلامس التربة للصفائح . التكنيك الذي يؤخذ في الحساب لهذه المقاومة عرض من قبل كل من (Miller و Elrick ، ١٩٥٨ و Rijtema ، ١٩٥٩ و Kunze and Kirkham ، ١٩٦٢) . يمكن اجراء القياسات المختبرية للايصالية والانتشار في اعمدة طويلة من التربة وليس لنموذج صغير تحتويه الخلية (Young ، ١٩٦٤) ، فاذا كان العمود طويلا بدرجة كافية لقياس انحدار قوة الشد $K(\psi)$ و $K(\theta)$ كعلاقة يمكن الحصول عليها ضمن المديات المعدة من θ مع اعمدة مفردة او سلسلة من الاعمدة ان القيــاس. في الاعمدة تحت الجريان غير المستقر عندما تكون معتمدة على قوة الشد ورطوبة متعاقبة ، فقيمة التدفق في الازمنة المختلفة يمكن تقييمها بالمنحنيات المتكاملة بين رطوبة المقدات التي اطلق عليها «بطريقة المقدات الفورية» التي يمكن تطبيقها في الحقل .

من الصعوبة وضع نظام الجريان المستقر في الحقل عند مقارنته مع المختبر، طريقة الغيض عرفت من قبل (Young ، ١٩٦٤) والمستندة على معدل الجريان بواسطة الرش ومن قبل (Hillel و Gardner ، ١٩٧٠) مستندا على الغيض خلال القشرة السطحية ، فتاثير طبقة التقشر الموجودة على حدود الجريان الداخل خلال الغيض يكون لتقليل الجهد على سطح التربة وعليه ، يقلل القوة المحركة ويقلل محتوى ماء التربة (يتبعها الايصالية والانتشار) لعمود الغيض. ومن الطرق الحقلية لقياس الانتشار في مقد البزل الداخلية عرضت حديثا من قبل (Gardner ، ١٩٧٠) ، فالمقد يرطب عميقا ويسمح له بالبزل ، في حين يمنع التبخر من سطح التربة ، وكذلك يجب تنفيذها في غياب امتصاص الماء من قبل النبات او اي مصدر اخر، وعليه تكامل معادلة الجريان غير المشبع في اتجاه واحد مع العمق .

$$\int_0^L \frac{\partial \theta}{\partial t} \partial z = k \frac{\partial H}{\partial z}$$

حيث ان المحتوى الرطوبي الحجمي يتمثل بـ θ ، t تمثل الزمن الخاص بالقياس ، k الايصالية المائية غير المشبعة ، H هي الشحنة المائية ، حيث يوضح الجزء الايسر من المعادلة اعلاه معدل الماء المفقود من مقد التربة الذي تتم عملية تقديره في الحقل من قياسات المحتوى الرطوبي. وفي المقد المتجانس عند غياب مستوى الماء الجوفي الضحل ، فانحدار الشحنة المائية يكون قريبا جدا من الوحدة الواحدة ، ونتيجة لذلك ، فمعدل البزل يكون تقريبا قريبا من الايصالية (Black واخرون ، ١٩٦٩) ، فاينما يكون بزل المقد متماثلا θ يمكن ان تفترض كدالة للوقت وليس للعمق والمعادلة الاخيرة تختزل الى :

$$L \frac{\partial \theta}{\partial t} = - K \frac{\partial H}{\partial z} \Big|_l$$

حيث ان θ تمثل معدل الترطيب فوق العمق L والايصالية ، الانحدار المائي يكون تقييمه عند العمق L ، فعند افتراض علاقة مثالية بين θ وقوة الشد يمكن كتابة المعادلة

$$L \frac{\partial \theta}{\partial \psi} \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = - K \frac{\partial H}{\partial z} \Big|_l$$

وبتنظيم ذلك وملاحظة ان تعريف الانتشار $D = K\left(\frac{\partial\psi}{\partial\theta}\right)$

$$D = L \frac{\frac{\partial\psi}{\partial t}}{\frac{\partial H}{\partial z}}$$

وعليه ، فان D يمكن تقديرها من معدل تغير الوقت لجهد الشد والانحدار المائي ، ففي حالة وجود انحدار مائي قريب من الوحدة الواحدة ، معدل تغير الوقت فقط لجهد الشد يكون له الحاجة ، الاجهزة الوحيدة التي نحتاجها هي مقياس الشد الواحد او عدة مقاييس عند الاعماق المختلفة في مقد التربة . فاذا كانت التربة غير مبزولة بصورة متماثلة ، فالانتشار يحسب على اساس المعدل للمقد فوق العمق L .

٧- حركة البخار

لقد ذكرنا في هذا الفصل بان الماء يتحرك في التربة بواسطة الجريان الكتلي ، العملية التي بواسطتها يكون جريان السائل طبقاً لاستجابة الضغوط الكلية المختلفة . في حالات خاصة ومعينة ، حركة بخار الماء يمكن ايضاً ان يحدث كجريان الكتلة (مثال على ذلك عندما تسبب عاصفة الريح حركة ظاهرية لمزيج الهواء والبخار) في النطاق السطحي من التربة . بصورة عامة ، حركة البخار خلال معظم مقدات الترب يحدث بواسطة الانتشار والتي هي عبارة عن عملية مزج المكونات المختلفة للسائل المتحرك بصورة مستقلة (غير معتمدة) في وقت وفي اتجاه معاكس عند استجابته للتراكيز المختلفة (الضغط الجزئي) من مكان الى الاخر ، بخار الماء عادة موجود في الحالة الغازية للترب غير المشبعة وانتشار البخار يحدث عندما يكون هناك فرق في ضغط البخار للتربة . ولهذا فمعادلة انتشار بخار الماء تكون

$$q_d = D_{vap} \frac{\Delta P_{vap}}{L}$$

حيث ان q_d تمثل تدفق الانتشار، D_{vap} هي مكافيء الانتشار لبخار الماء ، ΔP_{vap} هي فرق ضغط البخار بين نقطتين في التربة مسافة L بينهما $\frac{\Delta P}{L}$ تمثل انحدار ضغط البخار ، ΔP_{vap} في التربة تكون اقل من قيمتها في الهواء المفتوح وذلك بسبب اعاقة كل من المسامية والالتواءات للمسامات الهوائية .

عند درجة الحرارة الثابتة ، اختلاف ضغط البخار والتي ربما تتطور في الترب غير الملحية تكون تقريباً صغيرة جداً (مثال ان التغير في جهد الشد بين صفر، ١٠٠ بار يكون مصحوباً بتغيير ضغط البخار ٢١,٢٨ ، ٢٢,٦١ بار فرق لـ ١,٣٣ بار فقط لهذا السبب). وبصورة عامة يفترض ذلك تحت ظروف الحقل العادية لهواء التربة التي تكون تقريباً مشبعة بالبخار في جميع او اغلب الاوقات. ان انحدار ضغط البخار يمكن ان يتسبب بواسطة الفرق في التركيز بالاملاح الذائبة ، لكن هذا التاثير يكون من المحتمل حدوثه في الترب الملحية. وعند حدوث اختلاف في درجة الحرارة يسبب اختلافات في ضغط البخار (مثال ذلك تغيير درجة حرارة الماء من ١٩ الى ٢٠ مْ ناتجة من زيادة ضغط البخار بمقدار ١,٤٦ بار، وفي كلمة اخرى ، تغير درجة الحرارة ١ مْ لها تقريباً نفس التأثير على ضغط البخار كما يحدث في تغيير قوة الشد بمقدار ١٠٠ بار). وفي مديات الحرارة التي تحدث في الحقل ، فالتغيرات في ضغط البخار المشبع (والتي تكون في حالة تعادل مع الماء النقي او الماء الحر) كما يأتي :

الحرارة/مْ	صفر	٢٠	٣٠	٤٠
ضغط بخار/بار	٦,٠٩	٢٣,٢٨	٥٠,٥٤	٧٤,٢١

حركة البخار تميل في اتجاهها بشكل عام من المنطقة الدافئة الى الباردة في التربة ويلاحظ خلال النهار سطح التربة يكون ادفأ ، وخلال الليل يكون ابرد مقارنة مع الطبقات العميقة ، والبخار يتحرك الى الاسفل خلال النهار ويتحرك الى الاعلى خلال الليل ، وان الانحدار الحراري يمكن ايضا ان يبرز جريان السائل.

وبسبب ان حركة السائل تتضمن المذاب ، في حين لاتتضمن جريان البخار وهناك محاولة لفصل الميكانيكيتين عن طريق السيطرة على حركة الاملاح في التربة ، لقد لوحظ أن معدل حركة البخار غالبا ما تزيد عن المعدل الذي نتباؤه على اساس الانتشار فقط ، ولايمكن فصل السائل عن حركة البخار بصورة عامة ، الجريان يمكن ان يتكون من عمليات معقدة للتبخر، التكثيف في الجيوب الشعرية والمديات القصيرة من جريان السائل واعادة التبخير الخ. ان الحالتين الظاهرتين ، تتحركان بالتعاقب وتتداخلان كما في حالة قوة الشد وانحدار ضغط البخار في التربة ، ويفترض عادة جريان السائل يكون سائداً في حالة الترطيب. اما في حالة الترب المتماثلة حراريا ، فان انتشار البخار مقارنةً

بحركة الماء الكلية تكون مهملة في الجزء الرئيسي من نطاق المجموع الجذري خاصة عندما تكون تغيرات درجات الحرارة اليومية قليلة .

٨- انتقال الماء المرتبط مع الانحدار الحراري

ان حقيقة الانحدار الحراري في تعزيز حركة الماء في التربة معروفة منذ اكثر من (٥٠ سنة) من قبل (Bouyoucos، ١٩١٥) . ان دراسة التداخل الحراري وانحدار قوة الشد في نقل رطوبة التربة قد نفذت من قبل (Hutchinson واخرون، ١٩٤٨) . في تحليل الانتقال المتجانس للماء والحرارة ، فالمعادلة العكسية الثرموداينا ميكية خاصة علاقة اونساجر(Onsager reciprocity relation)

والمتعلقة بالعمليات العكسية وحالة التعادل ولذلك معرفة اتجاه العملية في نظام التفاعل . في النظام الطبيعي ، يلاحظ ان القوى المختلفة Xi ربما تؤدي الى حدوث جريان التفاعل J (مثال ؛ انحدار التركيز يسبب في حدوث الانتشار، في حين انحدار الضغط يعزز الجريان الكتلي والانحدار الحراري يؤدي الى انتقال الحرارة) . اذا كان النظام قريباً من درجة التعادل ، فالجريان يكون مرتبطاً بصورة خطية مع القوة المسببة له . وعليه

$$J_1 = L_{11}X_1 + L_{12}X_2 + \dots + L_{1n}X_n$$
$$J_2 = L_{21}X_1 + L_{22}X_2 + \dots + L_{2n}X_n$$
$$\vdots$$
$$J_n = L_{n1}X_1 + L_{n2}X_2 + \dots + L_{nn}X_n$$

$$J_i = \sum_{k=1}^{n} L_{ik}X_k$$

حيث ان L_{ik} تمثل مكافئ الانتقال للجريان (وقد يكون ممثلاً لمكافئ الانتشار، الايصالية المائية ، او الايصالية الحرارية) ، X_k هي القوة المحركة للجريان J_i . ان نفاذ او استمرارية هذه العلاقة ربما تفشل عندما تكون عملية التعادل بعيدة او الوصول الى حالة التعادل يستغرق فترة زمنية طويلة وذلك بسبب صعوبة التوصل الى العلاقة الخطية لكل من الجريان والقوة .

وكذلك استخدم (فليس وفرايز، ١٩٥٧) (Philips and Vries ، ١٩٥٧) معادلة المشتقة والتي تصف حركة الرطوبة في المواد المسامية تحت الحرارة المركبة وانحدار الرطوبة في أتجاه الجريان العمودي كما يلي :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla (D_T \nabla_T) + \nabla . (D_w \nabla_\theta) - \frac{\partial k}{\partial z}$$

حيث ان θ المحتوى الرطوبي الحجمي ، t الزمن ، T الحرارة المطلقة ، D_T هي الانتشار الحراري والتي تتمثل بحاصل جمع $[D_T(liq) + D_T(vap)]$

، K هي الايصالية المائية للتربة ، Z تمثل المحور العمودي ، D_w هي الانتشار الرطوبي والمتمثلة بحاصل جمع $[D_w(liq) + D_w(vap)]$ ، ولهذا معادلة الايصالية الحرارية للتربة كانت مساوية الى

$$C_v \frac{\partial T}{\partial X} = \nabla . (C_{Ta} \nabla_T) - H_L \nabla . (D_{w.vap} \nabla \theta)$$

حيث ان C_v تمثل السعة الحرارية الحجمية التربة بوحدة $(Cal / cm^{-1} C^{-1})$ C_{Ta} (سعرة / سم مْ) ، C_{Ta} هي الايصالية الحرارية الظاهرية للتربة بوحدة $(Cal/S^{-1} cm^{-1} C^{-1})$ (سعرة/ثا سمْ م) ، H_L هي الحراة الكامنة لتبخر الماء. كلا المعادلتين اعلاه تكون خاصة بالانتشار المتضمنة θ ، T والمعتمدة على الانتشار اضافة الى الانحدار لكل من θ ، T ، ويأخذهما سويتا فهذه المعادلات تصف الانتقال المتماثل للرطوبة والحرارة في التربة.

٩ – حركة المذاب

ماء التربة المحتوى على مواد مذابة مختلفة في تركيزها والتي تتحرك مع الماء. حيث ان بعض المذيبات ربما تدخل الى التربة او تخرج منها ، لمعقدات تبادل (الحالة المدمصة) ، وبعضها يترسب خارج المحلول او يعاد أو يذاب فيه ، وقسما اخر يتبخر ويذهب خارجا الى

الجو وبعضها يستغل بواسطة النشاطات البايولوجية (مثال ذلك المغذيات التي تمتص من قبل النباتات ، معدنه المادة العضوية بواسطة الاحياء الدقيقة ، الخ).

وبعضها تغسل بعيدا خلال فترات البزل او النفوذية . مثل هذه العمليات والتي ربما تكون متعددة الاتجاهات ، يمكن قياس كمية المغذيات الموجودة والجاهزة لنمو النبات ، فضلا عن حالة مستوى الاملاح في معقد التبادل للتربة . ان هيكل التربة نفسها خاصة الجزء الطيني ، يكون حساساً لتبادل التراكيز المختلفة للمكونات في المحلول الاصلي . وعليه فدراسة علاقة ماء التربة تكون ضرورية وتؤخذ بنظر الاعتبار لحالة وحركة المواد المذابة .

في هذا الباب كان التركيز على العلاقات الفيزيائية محاولين بذلك الابتعاد عن التعقيد طبقا للعمليات الكيميائية المتضمنة محلول التربة ، وعند ادخال هذا الجزء تحت الجريان غير المشبع ، فان ذلك لايعني بان حركة المذيبات لاتحدث تحت الظروف المشبعة . وبسبب ان الظروف غير المشبعة تكون واضحة ومميزة في نطاق المجموع الجذري في معظم سلوك النباتات (خاصة في مجال الزراعة) فقط يكون وضعها لايضاح الظواهر المتعلقة بحركة المذيبات وخصائصها لحالة الترب غير المشبعة . ان المصادر المتعلقة بتداخل المذيبات في التربة قد قدمت من قبل (Gardner ، ١٩٦٥ و Bresler ١٩٧٠) ، حيث ان المواد الذائبة في محلول التربة يمكنها التحرك بواسطة انتشار الجزئيات او الايونات طبقا لانحدار التركيز ضمن المحلول او بواسطة الحمل .

فعمليات الانتشار، النقل والحمل تحدث بالتناظر اما في نفس الاتجاه او الاتجاه المعاكس ، وحركة الايونات يمكن ايضا ان تتأثر بواسطة المجال الكهربائي على سطح الطين ، وعليه الادمصاص (مسك) القوى لكاتيون سوف يؤثر على حركته وجاهزيته بدرجة اقل من ادمصاص الكاتيون بقوة ضعيفة . فعند معاملة الانتشار في التربة يجب الاخذ في الحساب حقيقة ان الانتشار يمكن ان يحدث فقط في جزء من التربة الذي يكون مملوءاً بالماء(او الهواء في حالة انتشار البخار) وعليه فقانون فكس الاول ربما يكون في حالة نظام الاتجاه الاحادي بالصيغة الاتية :

$$q_d = - D\theta \frac{dc}{dx}$$

حيث ان q_d تمثل تدفق الماء المنتشرة لكل وحدة مساحة من التربة ، D معامل الانتشار النشط و θ و c تمثل رطوبة التربة الحجمية وتركيز المادة المنتشرة في ماء التربة على التوالي ضمن مسافة مقدارها X وبسبب ان الالتواءات وتأثير الماء المدمص (الممسوك) ، D في ماء التربة تكون اقل من في الماء ، رغم ان θ في حالة الترب المشبعة تكون مساوية الى المسامية ، معامل الانتشار يتناقص مع نقصان الترطيب ولذلك تكون q_d معتمدة بدرجة كبيرة على عدم تشبيع التربة . يلاحظ ايضا أن D تعتمد على درجة الحرارة وفي بعض الاحيان على التركيز وللحفاظ على التعادل الكهربائي ، فحركة اى ايون يجب ان تتم بواسطة الانتشار النشط لمركبات من الايونات والذي يكون كمعدل معامل لاجناس الايونات المختلفة . ولوصف الانتشار غير المستقر ، فمعادلة الاستمرارية يمكن تطبيقها على المعادلة الاخيرة وينتج عنها معادلة من الدرجة الثانية ومناظرة لقانون فكس الثاني للانتشار :

$$\frac{\partial M}{\partial t} = D(\theta)\frac{\partial^2 c}{\partial x^2}$$

$$\frac{\partial c}{\partial t} = D \frac{\partial^2 c}{\partial x^2}$$

حيث ان M تمثل كمية المادة لكل وحدة حجم من التربة ، t الزمن اللازم لذلك ، وفي تطبيق المعادلة الاولى والثانية يفترض تواجد ظروف التجانس الحراري ، فاذا كان محلول التربة متدفقا ضمن التربة ، فان المذاب يكون معه . وباهمال تاثير التدخلات الاخرى ، تدفق المذاب q_s طبقا لحركة الماء يجب ان يكون :

$$q_s = q_w C$$

حيث ان تدفق الماء يتمثل بـ q_w والذي يمكن ربطه بمعدل سرعة الماء في التربة بواسطة التعبير $(q_w = \bar{U}\theta)$. وطبقا لذلك يكون معدل التغير في محتوى المذاب لكل وحدة حجم من التربة

$$\frac{\partial M}{\partial t} = -\frac{\partial q_s}{\partial x} = \frac{\partial (q_w C)}{\partial x}$$

وعندما يكون حدوث كل من الانتشار والحمل بالتناظر في المعادلة قبل السابقة والمعادلة الاخيرة يمكن ربطها لتعطي

$$\frac{\partial M}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - \theta U \frac{\partial C}{\partial x}$$

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} = \frac{\partial (\bar{U} C)}{\partial x}$$

ويلاحظ من المعادلة الاخيرة أن عملية الانتشار زائد الحمل تكون معقدة جدا ، وبسبب ان السرعة الحقيقة لجريان الماء في المسام ليس متماثلا (مثال السرعة قرب المركز لمقطع المسام اكثر من قربها من الحافة والسرعة في المسام العريضة اكثر من الضيقة او المسام الجانبية) . فان الجريان الناتج من عمليات المزج يعرف بالانتشار الهيدروداينميكي hydrodynamic dispersion ، وعليه فمعامل الانتشار الفعال في المعادلة الاخيرة يعتمد على سرعة الجريان ويؤدي الى زيادته مع زيادة التدفق (Nielsen and Biggar ، ١٩٦٣) ، اما العامل المتعلق بالانتشار الهيدروداينميكي في التربة فقد قدم من قبل (Day ، ١٩٥٦ و Day and Forsythe ، ١٩٥٧).

حركة الايونات المتبادلة في التربة تكون صعبة لوصفها كميا خاصة في حقيقة تفاعل التبادل والتي تكون عكسية وعليه فوجود تراكيز جميع الايونات المتنافسة يجب ان تؤخذ في الحساب وتركيز الكتلة لايون معين في التربة يتكون من تركيزه في المحلول زائدا تركيزه في الحالة المدمصة (الممسوكة) والاخيرة تكون دالة (عادة غير خطية) ، والبحوث المتعلقة في هذه الظواهر قد درست من قبل (Bower واخرون ، ١٩٥٧) . وفي حالات خاصة والتي يكون فيها معدل الادمصاص (المسك) خطيا مع التركيز ، فالمعادلة الاخيرة يمكن كتابتها في الصيغة الاتية :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - \frac{\partial (\bar{U} C)}{\partial x} + \lambda C$$

حيث ان λ تمثل معامل التبادل (مكافئ التبادل)

ان من الظواهر التطبيقية المهمة لحركة المذاب هي عملية الغسل لاملاح التربة ، والتي تكون ضرورية للسيطرة على الاملاح في الري . في المناطق الجافة وعند تطبيق الري بماء يحتوي على تركيز معين من الاملاح المذابة ، من الضروري تحديد الكميات المعينة من الماء لسد احتياجات النتح لغرض التاكد من ازالة الاملاح الزائدة والذائبة من النطاق الجذري بدون الغسل ، الاملاح قد تتراكم وتضاف مع المحتوى الملحي لماء الري وعمق الماء المطبق ، وبسبب ان النبات لاياخذ تقريبا جميع الاملاح وعليه فعملية التبخر– النتح تركز محلول التربة . لقد ظهر بان اقل من ٢ قدم لماء الري ذو النوعية الجيدة تحتوي املاح كافية لتملح بدائي لتربة مزيجية غير مالحة ، حتى عند غياب كل من الغسل او الترسيب للاملاح في التربة . حتى يكون الغسل نشطاً يجب بزل التربة بصورة جيدة . في بعض المساحات التي يكون بزلها الأعتيادي بطيئاً يؤدي في النهاية الى تملح التربة . ان ظواهر الأحتياجات الغسيلية تكون مستندة على أساس الغيض الزائد عن التبخر– النتح لتخمين كمية الغسيل . ولقد عرفت على انها النسبة بين ماء الري الذي يجب ان يضاف لغسل نطاق المجموع الجذري للسيطرة على التربة المالحة عند اي مستوى معين ، ولهذا فالأحتياجات الغسيلية تعتمد على تركيز الاملاح في ماء الري وكذلك على أقصى تركيز مسموح به في محلول التربة وتعتمد ايضاً على كمية الماء المستخلصة من التربة بواسطة الجذور ومقاومة المحاصيل للاملاح . ان المعادلة المقدمة بواسطة (Richards ، ١٩٥٤) هي :

$$d_i = \frac{E_d}{(E_d - E_i)} d_{et}$$

حيث ان عمق ماء الري يتمثل بـ d_i ، d_{et} هي العمق المكافئ للاستهلاك المائي من قبل النبات (اساسا التبخر– النتح) ، E_i ، E_d عبارة عن التوصيل الكهربائي لماء البزل والري على التوالي .

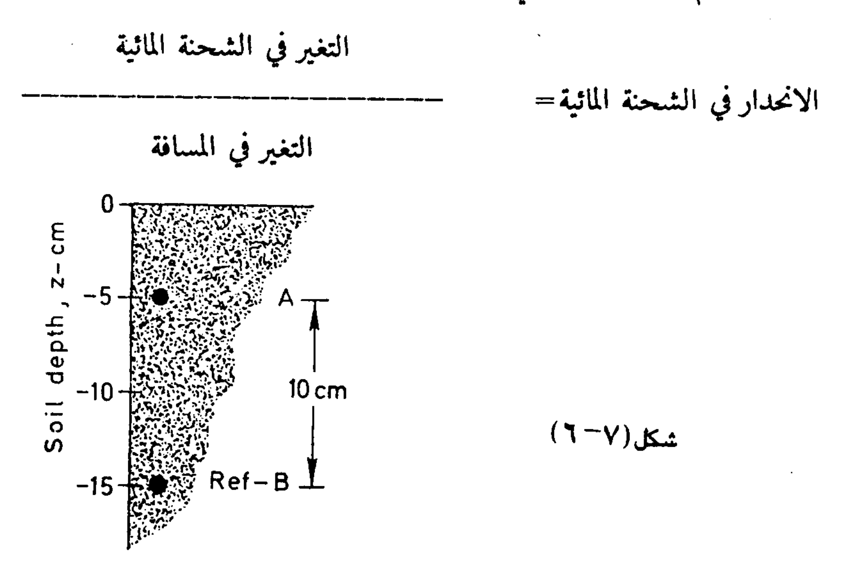
طور كل من (Brooks, Gardner ، ١٩٥٦) نظرية ميزت خلالها الاملاح غير المتحركة عن الاملاح المتحركة وان الملح المتحرك يتحرك بسرعة جبهة الغسل ولاحظوا في عدة ترب أنها تصل الى حوالي (١,٤٢) من حجم المسام المملوء بالماء والذي قلل الملوحة بحدود ٨٠٪ . لقد درس كل من (Nielson و Biggar ، ١٩٦١) عملية الاحلال

miscible displacment وطبقا لذلك على غسل الاملاح الزائدة من الترب الملحية ، واقترح بان الترب المغسولة عند المحتوى الرطوبي تحت التشبيع (مثال ذلك الري بالرش والامطار) يمكنها انتاج غسل كفوء وتقلل كمية الماء فضلا عن تقليل البزل في المساحات ذات المستويات المرتفعة من المياه الجوفية في الترب ذات الشقوق العمودية والكبيرة ، معظم ماء الغيض تحت الغمر يتحرك خلال هذه الشقوق وتكون عملية الغسل غير كفوءة ، في حين تحت الامطار معظم الماء يتحرك خلال التربة والمسام الصغيرة وبالنهاية تكون عملية الغسل ذات كفاءة عالية . ان حركة وتوزيع الاملاح في التربة او في مقداتها خلال وبعد الري الناجح والكفوء قد درس من قبل (Bresler ، ١٩٦٧ و Hanks and Bresler ١٩٦٩) باستخدام الطريقة العددية للتحليل ، وحركة المغذيات الى جذور النبات درست من قبل (Bray ، ١٩٥٤ و Barber ، ١٩٦٢ وكذلك كل من Olsen و Kemper ، ١٩٦٨) .

مثال (١)

لديك مقطع من التربة كما موضح في الشكل الاتي : جهد الشد عند النقطة أ كان (−١٥سم) وعند النقطة ب كان (− ١٢٠ سم) ، اذا علمت بان الايصالية المائية بين النقطتين هي ١٠$^{-٢}$ سم/ثا . اوجد كمية الماء المتدفقة خلال مساحة التربة ١٠ سم^{٢} في زمن ١٠^{٤} ثانية من المعلوم بان قانون دارسي للحالة غير المشبعة يكون

الانحدار في الشحنة المائية = التغير في الشحنة المائية / التغير في المسافة



شكل(٧-٦)

تؤخذ النقطة ب كمستوي قياسي في حل المسألة

الشحنة المائية عند النقطة أ= جهد الشد+ جهد الجاذبية

= −١٠سم+ ١٠ سم

= صفر سم

الشحنة المائية عند النقطة ب= جهد الشد+ جهد الجاذبية

= −١٢٠ سم + صفر سم

=−١٢٠ سم

$$\text{الانحدار في الشحنة المائية بين أب} = \frac{\text{الشحنة المائية عند أ} - \text{الشحنة المائية عند ب}}{\text{المسافة بين أ ب}}$$

$$= \frac{\text{صفر} - (-\ ١٢٠\ \text{سم})}{١٠\text{سم}} = ١٢$$

كمية الماء المتدفق = مساحة مقطع التربة × الزمن × الايصالية المائية × الانحدار في الشحنة المائية

= ١٠سم^{٢} × ١٠^{٤} ثانية × ١٠$^{-٢}$ سم /ثانية ×١٢

= −١٢ × ١٠^{٣} سم ^{٣}

بما ان الاشارة سالبة فان ذلك يعني ان التدفق يتحرك نحو الاسفل.

مثال (٢)

عند افتراض ان التبخر يحصل من سطح التربة كما في الشكل اعلاه (المثال الانف الذكر) وعندما يكون جهد الشد عند النقطة أ هو (−٢٠٠٠ سم) وعند النقطة ب (−١٠٠٠)سم) ومعدل الايصالية المائية ١٠$^{-٨}$ سم /ثانية فما هي كمية الماء المتبخرة من وحدة المساحة خلال اليوم الواحد.

في هذه الحالة نطبق نفس المعادلة الانفة الذكر (بافتراض ان المستوى القياسي عند النقطة ب)

الشحنة المائية عند أ = جهد الشد + جهد الجاذبية

= (− ٢٠٠٠ سم) + ١٠ سم = − ١٩٩٠ سم

الشحنة المائية عند ب = جهد الشد + جهد الجاذبية

= (− ١٠٠٠ سم) + صفر سم = −١٠٠٠ سم

$$\text{الانحدار في الشحنة المائية} = \frac{\text{الشحنة المائية عند أ} - \text{الشحنة المائية عند ب}}{\text{المسافة بين أ ب}}$$

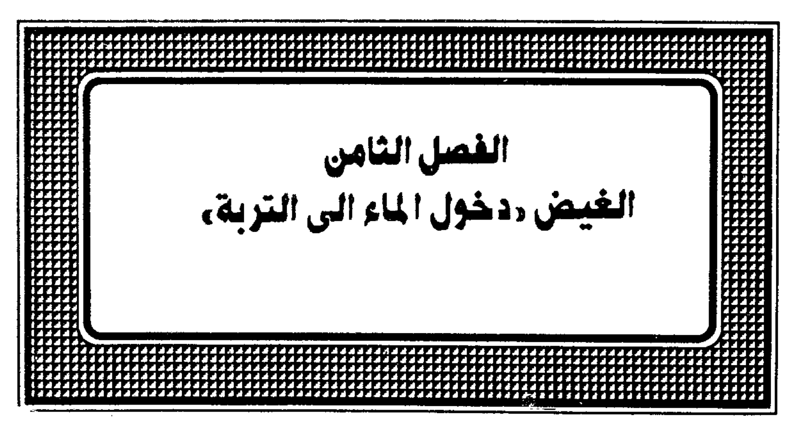
$$= \frac{-١٩٩٠\ \text{سم} - (-١٠٠٠\ \text{سم})}{١٠\ \text{سم}} = -٩٩$$

كمية الماء المتبخرة من وحدة المساحة = وحدةالمساحة × الزمن × الايصالية المائية × انحدار الشحنة المائية

$= ١٠$ سم^{٢} $\times ١$ يوم $\times ٢٤$ ساعة / يوم $\times ٦٠$ دقيقة / ساعة $\times$

$\times ٦٠$ ثانية / دقيقة $\times ١٠^{-٨}$ سم/ ثانية $\times -٩٩$

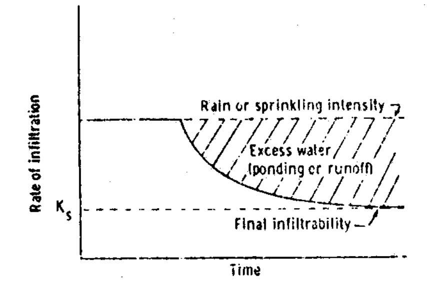
$= -٠٫٨٥٦$ سم^{٣}.



الغيض مصطلح يطلق على عمليات دخول الماء الى التربة عن طريق سطح التربة (عند حدوث الامطار او غمر سطح التربة او قد يكون خلال المروز او قد يكون عن طريق حركته الى الاعلى من المصادر التي تحت سطح التربة كأرتفاع مستوى المياه الجوفية) وبصورة عمودية الى الطبقات التحتية. ان هذه العملية تعد من العمليات التطبيقية المهمة، خاصة عندما يتم تقدير معدل دخول الماء، ويمكن معرفة كمية الجريان السطحي المتكون على سطح التربة، وبدورها تحدد اقتصادية المياه التي تحتاجها الجذور النباتية. المعلومات عن عملية الغيض عند ربطها مع خصائص التربة وجاهزية الماء تكون ضرورية في إدارة التربة.

١ – وصف عملية الغيض

عند اضافة الماء على سطح التربة وبمعدلات متزايدة فسوف نأتي الى اللحظة التي تكون الجاهزية اكثر من قدرة التربة على ادمصاص الماء، وهذه الزيادة سوف تتراكم (تتجمع) وتغمر السطح او قد يحصل لها جريان سطحي خاصة للمناطق المنحدرة، كما موضحة في الشكل (٨–١). فمعدل الغيض يكون عبارة عن التدفق المار خلال السطح ويجري خلال مقد التربة، اما سعة الغيض فيعبر عنه كمية او حجم التدفق المدمص من قبل مقد التربة خلال السطح عند بقاء الماء ملامسا للضغط الجوي، وان معدل اضافة الماء الى السطح اصغر من سعة المغاض، فالماء يغيض اسرع من الاضافة وبهذه الحالة فمعدل الاضافة يعطي تقديرا لمعدل المغاض، وحال زيادة معدل الاضافة عن سعة المغاض، فيمكن تقدير معدل الغيض الحقيقي. اما عند اضافة طبقة مائية ضحلة وتبقى على



شكل (٨-١) اعتماد معدل الغيض على الفترة الزمنية تحت ظروف الري ذو الكثافة الثابتة والتي تكون اقل من قيم الغيض البدائي واكثر من القيم النهائية.

السطح غيرالمشبع في البداية، فالقراءة الكاملة لسعة المغاض لها دورا كبيرا منذ بدأ عملية الاضافة للماء. معظم التقديرات لمغاض الماء تحت ظروف الغمر الضحل يظهر اختلافات في مغاض التربة ويحصل نقصان مع مرور الزمن. وعليه فالغيض التجمعي هو عبارة عن تكامل الفترة الزمنية لمعدل الغيض والذي هو منحنى خطي مع الزمن ويتناقص انحداره تدريجيا.

ان سعة مغاض التربة واختلافاتها مع الزمن تعتمد على مرحلة الترطيب البدائية والشد فضلا عن قوام وبناء التربة ومدى تماثلها لمقد التربة. بصورة عامة، سعة مغاض التربة تكون مرتفعة في المرحلة المبكرة للغيض، خاصة عندما تكون التربة جافة تماما ولكنها تميل الى التناقص وتصل في النهاية الى المعدل الثابت الذي يعد سعة المغاض النهائية والتي يطلق عليها بالحالة المستقرة للمغاض.

لقد درست علاقة سعة الغيض والزمن اللازم للغيض التجميعي من قبل(Kos-tiakov، ١٩٣٢ و Horton ، ١٩٤٠) ووجدا معادلات تخمينية غير معتمدة على العلاقات الفيزيائية. نقصان الغيض عن المعدل الابتدائي المرتفع في بعض الاحيان ينتج عن التغير التدريجي في بناء التربة والانسداد الجزئي للمسامات عن طريق تشكيل طبقة سطحية صلبة او عن طريق نقل الدقائق الناعمة وغلقها للمسام، او عن طريق انتفاخ الطين، اعاقة الهواء او قد يكون نتيجة انحباس هواء التربة عند بدء دخول الماء، وكذلك يكون النقصان في معدل الغيض نتيجة لنقصان الانحدار في جهد الشد.

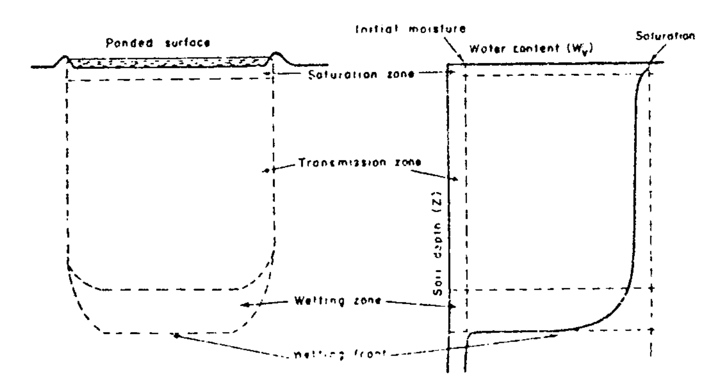
عند تشبيع سطح التربة الجاف فجأة، فالانحدار في جهد الشد الذي يحدث للطبقة السطحية في البداية حاد، وعند زيادة عمق الترطيب، يقل الانحدار وعند زيادة سمك الترطيب، يصبح الانحدار متلاشيا وصغيراً في الاعمدة الافقية، الغيض يميل لان يكون صفرا، في حين عندما يكون الجريان نحو الاسفل في الاعمدة العمودية فمعدل الغيض يمكن ان يكون مستقرا (معدل مستقر وجهد الجاذبية يكون مساويا الى الايصالية المائية المشبعة عندما يكون المقد متماثلا وثابت البناء). اما عند تجهيز سطح التربة بمعدل اقل من الايصالية المائية(تبقى درجة الترطيب اقل من درجة التشبيع) فان معدل الغيض المستقر يرتبط بالايصالية غير المشبعة عند درجة الترطيب المعينة.

٢- توزيع المحتوى الرطوبي خلال الغيض.

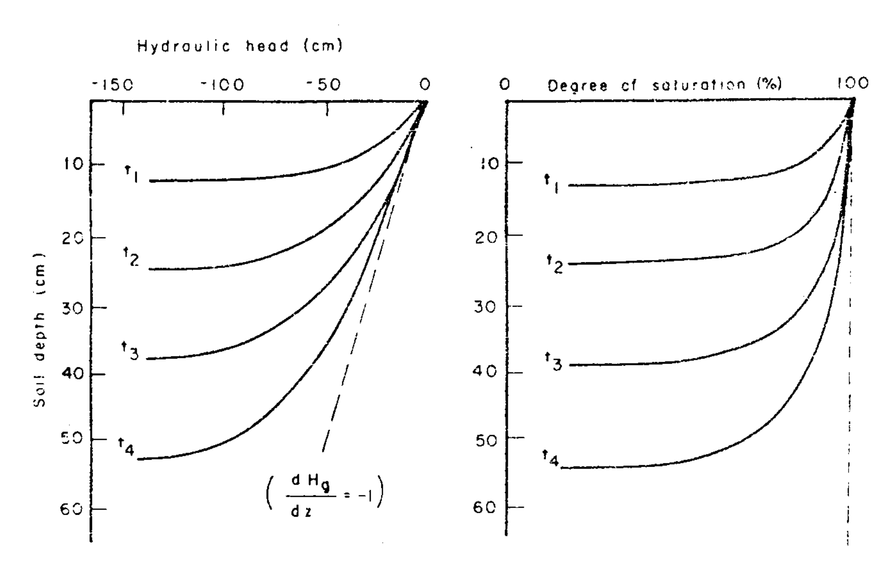
عند فحص مقد تربة متماثل في اية لحظة خلال الغيض تحت ظروف الغمر، سوف نلاحظ بان سطح التربة يكون مشبعا، ولعمق ربما يصل لعدة ملمترات او سنتمترات والنطاق الواقع تحته، يكون متماثلا ظاهريا وتقريبا مشبع (نطاق الانتقال) وتحت ذلك نطاق مرطب وتقل فيه درجة الترطيب مع العمق بمعدل متناقص الى حدود جبهة الابتلال، التي عندها يكون الانحدار الرطوبي حادا (والسبب في ذلك يعود الى ان التدرج في الانحدار الرطوبي عند نقصان المحتوى الرطوبي يكون حادا. ان الايصالية المائية بصورة عامة تقل اسيا مع نقصان المحتوى الرطوبي، وبسبب ان التدفق يكون حاصل ضرب الانحدار مع الايصالية المائية، يتبع ذلك الحصول على تدفق معين يتحرك في التربة فالانحدار يزداد عند نقصان الايصالية المائية) ويظهر حدود حادة بين الترب الرطبة فوق التربة الجافة الواقعة تحتها شكل (٨-٢). مقد التربة الرطبة خلال الغيض المثالة وضعت من قبل Bodman و Coleman، ١٩٤٤) . وكذلك كل من (Coleman و Bodman، ١٩٤٥). اما الابحاث الحديثة فتطرح بعض الشكوك حول امكانية التمييز بين النطاق المشبع عن النطاق الانتقالي والناتج عن ضعف في بناء التربة، تمدد التربة عند السطح.

التربة السطحية غير المحصورة والمعرضة الى تشبيع نتيجة لقطرات المطر والماء المضطرب والذي غالبا ما يحطم التجمعات والغرويات المعلقة يؤدي الى تكوين القشرة المتصلبة التي تؤدي الى تأثر في رطوبة المقد السفلي. وعند فحص الرطوبة في المقد بصورة مستمرة خلال

الغيض، سوف نلاحظ بان النطاق الانتقالي والذي يكون مشبعا تقريبا يستمر في تعمقه، وان نطاق الترطيب وجبهة الابتلال تستمر في حركتها نحو الاسفل وتصبح في النهاية اقل في الانحدار عند استمرار حركتها نحو الاسفل خلال المقد، ويلاحظ ان التوزيع الرطوبي المثالي وكذلك الشحنة المائية موضحة في الشكل (٨-٣).



شكل (٨-٢) غيض مقد التربة الرطبة. الشكل على اليمين يمثل المحتوى الرطوبي للمقد مع العمق وعلى اليسار المقطع المثالي للمقد موضحا عليه نطاق الانتقال وجبهة الابتلال.



شكل (٨-٣) المحتوى الرطوبي مع العمق (اليمين) والشحنة المائية مع العمق (اليسار) عند الازمنة المختلفة خلال عملية الغيض في الترب المتماثلة والمطمورة عند السطح.

٣- الغيض الافقي

ان من ابسط حالات دراسة المغاض هي الحالة التي يكون فيها الجذب مساويا للصفر او مهملا ويكون سحب الماء في التربة نتيجة لقوة الشد لوحدها. في هذه الحالة يمكن تطبيق معادلة الانتشار مباشرة والمستندة على بعض الافتراضات (Philip، ١٩٥٥ و Bruce and Klute، ١٩٥٦ و Gardner and Mayhugh ، ١٩٥٨ و Nielsen et.al. ، ١٩٦٢ و Ashcroft et.al.، ١٩٦٢ و Ferguson and Gardner ، ١٩٦٣).

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right]$$

ويمكن حل هذه المعادلة تحت ظروف خاصة للجريان في اعمدة التربة الطويلة ذات الرطوبة البدائية المتماثلة (θ_i) عندما يكون مستوى الدخول للماء ($X=o$) وبعد ذلك يبقى عند درجات الترطيب العالية (θ_0). وهذه الظروف يمكن كتابتها في الطريقة الاتية :

$$\theta = \theta_i \quad , X \geq 0 \quad t = 0$$
$$\theta = \theta_0 \quad , X = 0 \quad t > 0$$

ان المعلومات المعينة عن دالة الانتشار $D(\theta)$ يمكن الحصول عليها بصيغة معادلة المشتقة الاعتيادية والناتجة من تحولات Boltzmann $Y = \left(\frac{X}{2} \right) \sqrt{D_i t}$

وهذا الحل يوضح ان معدل التقدم لاي قيمة لمحتوى التربة الرطوبي، ومعدل المغاض نفسه يكون متناسبا بالتبادل مع الجذر التربيعي للزمن، في حين المسافة المتقدمة لاي قيمة لمحتوى التربة الرطوبي والغيض التراكمي (التجميعي) يتناسب مباشرة مع الجذر التربيعي للزمن. ان دخول الماء الى التربة تكون الدالة الاسية للانتشار كما في المعادلة الاتية :

$$D = D_i \exp(\theta - \theta_i)$$

حيث ان D_i تمثل الانتشار المرتبط مع درجة الترطيب البدائية θ_i والتي اعطت توافق جيد بين القيم النظرية والعملية لعدد من الترب.

ان اعتماد الغيض التجميعي على الزمن وكذلك معدل الغيض يمكن التعبير عنه باصطلاح معدل وزن الانتشار Weighted mean diffusivity ($\bar{D}$)

$$\bar{D} = (5/3)[1/(\theta_0 - \theta_i)]^{5/3} \int_{\theta_i}^{\theta_0} D(\theta)(\theta - \theta_i)^{\frac{2}{3}} d\theta$$

(Crank ، ١٩٥٦) والتي تكون ذات قيم ثابتة للانتشار والتي تعطي نفس التدفق عندما يكون الانتشار متغيرا والذي يعمل في الحقيقة خلال عمليات الجريان. اما عندافتراض بان الانتشار ثابت، فالمعادلة الاولى يمكن تحليلها عدديا وتصبح

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left[D(\theta) \frac{\partial\theta}{\partial x} \right]$$

$$i = \frac{1}{2}(\theta_0 - \theta_i)\sqrt{\frac{\bar{D}}{\pi t}}$$

$$I = \int_0^t i\,dt = (\theta_0 - \theta_i)\sqrt{\frac{\bar{D}t}{\pi t}}$$

وعند اختزال الزمن من المعادلات السابقة للحصول على علاقة معدل الغيض (i) الى الغيض التجميعي (I) نحصل

$$i = (\theta_0 - \theta_i)^2 \frac{\bar{D}}{\pi I}$$

حيث يمثل i معدل الغيض، I هي الفيض التراكمي (التجميعي)

وكما ذكر في البداية، فعند حركة الماء خلال تربة جافة نسبيا، فغالبا مايمكن تمييز جبهة الابتلال والتي تؤثر على حدود الانتقال بين الترب الرطبة (المبللة) اساسا والاجزاء غير المبللة للترب. ومن هذه الاعتبارات المأخوذة بنظر الاعتبار يمكن تمييز درجة حدة او تدرج جبهة الابتلال والتي تكون مترابطة بين الانتشار للترب المبللة قرب سطح الدخول وبين الترب الجافة نسبيا. وعليه فالترب الخشنة القوام والتي تظهر نقصان تدريجي للانتشار مع نقصان

المحتوى الرطوبي θ تسلك انخفاضا حادا ومميزا لجبهة الابتلال عند مقارنتها مع الترب ذات النسجة الناعمة، وبصورة متشابهة فان جبهة الابتلال تكون حادة خلال الغيض للترب الجافة عند مقارنتها مع الترب الرطبة.

٤ - الغيض العمودي

ان غيض الماء نحو الاسفل في التربة غير المشبعة بدائيا تحدث تحت تأثير كل من انحدار جهد الشد والجاذبية، ودخول الماء الى اعماق معينة من المقد فالجزء الرطب يزداد في طوله ضمن المقد ومعدل انحدار جهد الشد يقل، وبرغم الاختلافات الكلية في شحنة الضغط (بين سطح التربة المشبع والتربة غير المبللة داخل المقد) مقسومة على طول المسافة بينها، وهذا يستمر حتى يصبح انحدار جهد الشد في الجزء العلوي من المقد مهملا، تاركا انحدار جهد الجاذبية الثابت كقوة محركة للماء نحو الاسفل في الجزء العلوي (نطاق الانتقال) وعلى الرغم من ان انحدار شحنة الجاذبية لها قيمة وحدة واحدة (اي ان شحنة الجذب تقل بمعدل ١ سم لكل سنتمتر من العمق العمودي تحت السطح)، ويتبع ذلك ان التدفق يميل الى الوصول الى حد الايصالية المائية كقيمة محددة. في الترب المتماثلة (لاتحتوي على قشرة متصلبة) وتحت ظروف الغمر الطويلة، فالمحتوى الرطوبي للنطاق المبلل يصل الى حدود الايصالية المائية المشبعة، ومعادلة دارسي للجريان الافقي تكون

$$q = -k \frac{dH}{dz} = -k \frac{d}{dz}(H_p - z)$$

وفي الترب غير المشبعة تكون شحنة الضغط (H_p) سالبة ويعبر عنها بشحنة الشد

$$q = k \frac{d\psi}{dz} + K$$

حيث ان رموز المعادلتين السابقتين موضحة في الفصل السابق، حيث انه عند سطح التربة تكون ($q=i$) والممثلة لمعدل الغيض. وعند ربط هذه المعادلات مع معادلة الاستمرارية تصبح المعادلة الاخيرة

$$\frac{d\theta}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial z}\left(K\frac{\partial \psi}{\partial z} \right) - \frac{\partial k}{\partial z}$$

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(D \quad \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) - \frac{\partial k}{\partial z}$$

عند حدوث الغيض في الترب الجافة بدائيا، انحدار جهد الشد يكون كبيرا في البداية اكثر من انحدار جهد الجاذبية ومعدل الغيض البدائي في العمود العمودي يكون قريبا الى معدل الغيض العمود الافقي. وعليه فالماء خلال المروز يميل في البداية الى الغيض الجانبي وتقريبا مشابه في سلوك الغيض العمودي شكل (٨-٤). اما عند حدوث الغيض في الترب المبللة بدائيا فانحدار جهد الشد يكون صغيرا منذ البداية والذي يصبح مهملا بعد فترة قصيرة.
لقد طور (Philip، ١٩٥٧) الطريقة الاتية لحل المعادلة الانفة الذكر تحت الظروف المبينة

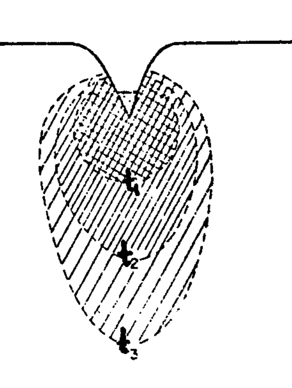
$$t = 0 , \quad z > 0 , \quad \theta = \theta_i$$
$$t \geq 0 , \quad z = 0, \quad \theta = \theta_0$$

والحل الخاص به على هيئة سلسلة القوة

$$Z(\theta, t) = \sum_{n=1}^{\infty} f_n(\theta)\, t^{n/2}$$

$$Z(\theta, t) = f_1(\theta)\, t^{1/2} + f_2(\theta)\, t + f_3(\theta)\, t^{3/2} + f_4(\theta)\, t^2 + \ldots$$

حيث ان Z تمثل العمق لاي قيمة معينة لدرجة الترطيب θ والمكافيء $f_n(\theta)$ يحسب من الانشار ودالة الايصالية. حيث يوضح الحل بانه تحت الفترات الزمنية القصيرة يكون تقدم اي قيمة لـ θ معتمدا على الجذر التربيعي للزمن $\sqrt{t}$ وهذا ماينطبق على الغيض الافقي، في حين نجد عند الفترات الطويلة ان الحركة المتقدمة نحو الاسفل للترب الرطبة تصل الى معدل ثابت يحدد $\frac{K_0 - K_i}{\theta_0 - \theta_i}$



شكل (٨- ٤) غيض الماء خلال عملية ري المروز للترب الجافة بدائياً موضحاً جبهة الأبتلال خلال الفترات الزمنية.

حيث ان K_o ، K_i تمثل الايصالية المائية لقيم درجة الترطيب للسطح الرطب θ_0 والترطيب البدائي θ_i على التوالي. وكذلك وصف حل Philips اعتماد الزمن للغيض التجميعي باصطلاح سلسلة القوة

$$I(t) = \sum_{n=1}^{\infty} J_n(\theta)\, t^{n/2}$$

$$= St^{1/2} + (A_2 + K_0)\,t + A_3 t^{3/2} + A_4 t^2 + \dots$$

حيث ان المعامل $J_n(\theta)$ يحسب علاقة الايصالية المائية غير المشبعة والانتشار وان المكافيء S يمثل الامتزاز وعند اشتقاق هذه المعادلة مع الزمن نحصل على سلسلة معدل الغيض i(t)

$$i(t) = \frac{1}{2} St^{-\frac{1}{2}} + (A_2 + K_0) + \frac{3}{2} A_3 t^{\frac{1}{2}} + 2A_4 t + \dots$$

بصورة عامة يلاحظ في التطبيق العملي لوصف الغيض والذي يعوض في المعادلتين السابقتين بالحدود المعينة للمعادلة نحصل على

$$I(t) = St^{\frac{1}{2}} + kt$$

$$i(t) = \frac{1}{2} St^{-\frac{1}{2}} + A$$

حيث ان الزمن ليس كبيرا وفي الحدود التي يصل الزمن فيها الى مالانهاية، معدل الغيض يتناقص الى القيمة النهائية $i(\infty)$ حيث اشار (Philip ، ١٩٦٩) بانها لاتنطبق عندما تكون $A = K_o$ ، خاصة عندما يكون الزمن صغيرا او متوسطا وعلى كل حال خلال الفترة الزمنية الطويلة، فمن الممكن ايضاح المعادلة الانفة الذكر (وعندما لايحدث تقارب في السلسة المالا نهاية).

$$I = St^{\frac{1}{2}} + Kt$$

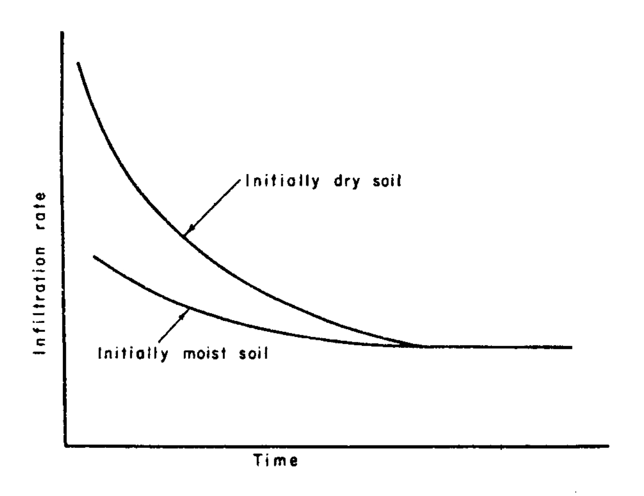
$$i = \frac{1}{2} St^{-\frac{1}{2}} + K$$

حيث تمثل K الايصالية المائية لطبقة التربة العلوية (المنطقة الانتقالية) والذي يكون في الترب المتجانسة تحت ظروف الغمر، مساوية تقريبا الى الايصالية المائية المشبعة.

لقد عرف الامتزاز(Sorptivity) من قبل (Philip ، ١٩٦٩) باصطلاح معادلة الغيض الافقي

$$S = \frac{I}{t^{\frac{1}{2}}}$$

وبهذه الحالة تشتمل على حدود مفردة وتأثير جهد الشد والايصالية على عمليات الجريان غير المستمر والذي يتبع تغير دالة خطوة step—function درجة الترطيب او الشد في السطح. لذا يمكن كتابة $S(\theta_0, \theta_i)$ $S(\psi_0, \psi_i)$ وبسبب ان الامتزاز له علاقة مع الحالة البدائية للوسط الذي له ظروف الحدية، فابعاد الامتزاز هي وحدة طول لكل جذر تربيعي من وحدة الزمن($LT^{-\frac{1}{2}}$) ايضا عرف Philip الامتزاز الذاتي Intrinsic sorptivity بانه الحد الذي يأخذ بنظر الاعتبار اللزوجة والشد السطحي للسائل . يلاحظ ان تأثير عمق الغمر والترطيب البدائي شكل (٨—٥) يكون معنويا خلال المراحل المبكرة من الغيض ويقل مع الزمن ويضمحل في المقد الرطب العميق. القيم المثالية لمعدل الغيض النهائية موضحة في الجدول (٨— ١) ، حيث يوضح ترتيب القيم ، في حين نجد في الحالة الحقيقية ان معدل الغيض يعد نوعا ما عاليا خاصة خلال المراحل البدائية في الترب ذات التجمعات الجيدة او المشتقة او الواطئة عند وجود القشرة المتصلبة .



شكل (٨– ٥) المغاض كدالة للزمن في الترب الجافة بدائياً والمبللة .

جدول (٨–١) القيم المثالية لمعدل الغيض النهائي (ملم/ساعة) لانواع الترب المختلفة.

نوع الترب	معدل الغيض النهائي (ملم / ساعة)
الرملية	اكثر من ٢٠
المزيجية	١٠–٢٠
الغرينية	٥–١٠
الطينية	١–٥
الطينية الصودية	اقل من ١

٥ - طريقة گرين وامبت Green and Ampt's Approach

تعد طريقة گرين وامبت من الوسائل البسيطة لتقريب مشاكل الغيض(Green and Ampt، ١٩١١) حيث وجد ان هذا التقريب يطبق على حالات معينة للغيض في الترب الجافة بدائياً خاصة ذات النسجة الخشنة التي لها سلوك حاد في جبهة الابتلال (Hillel and Gardner، ١٩٧٠) . ولا يعطي الحل اي معلومات مفصلة حول المحتوى الرطوبي خلال الغيض ، ولكنه يعطي تخميناً عن معدل الغيض والغيض التجميعي كدالة للزمن I(t), i(t) .
الافتراض الاساسي لهذا التقريب يجب ان تكون جبهة الابتلال معروفة وموجودة ويبقى جهد الشد في جبهة الابتلال ثابتاً وبصرف النظر عن الزمن او الموقع ، فضلاً عن ذلك يفترض ان وراء جبهة الابتلال تكون متماثلة في ترطيبها وذات ايصالية مائية ثابتة .
وعليه فان جبهة الابتلال تمثل مستوى يفصل منطقة الغيض الرطب عن المنطقة غير الرطبة كلياً ، وان علاقة الايصالية المائية ودرجة الترطيب لاتكون مستمرة . وهذه الافتراضات تبسط معادلة الجريان وتجعلها ذات معنى يمكن حلها بالطرق التحليلية ، وعليه يمكن تطبيق قانون دارسي مباشرة في حالة الغيض الافقي

$$i = \frac{dI}{dt} = K \frac{H_0 - H_f}{L_f}$$

حيث ان i يمثل التدفق الى ناحية التربة وخلال منطقة الانتقال ، I الغيض التجميعي ، K الايصالية المائية لمنطقة الانتقال ، H_0 يمثل شحنة الضغط عند سطح الدخول ، H_f شحنة الضغط الفعال عند جبهة الابتلال ، L_f هي المسافة من السطح الى جبهة الابتلال اي طول جبهة الابتلال . عند اهمال عمق الغمر ويبقى السطح عند شحنة الضغط مساويا للصفر نحصل ،

$$\frac{dI}{dt} = -k\frac{H_f}{L_f} = -k\frac{\Delta H_p}{L_f}$$

حيث أن ΔH_p تمثل أنخفاض شحنة الضغط من السطح لحد جبهة الأبتلال ، ويسبب أفتراض تماثل جبهة الأبتلال والممتدة مع طول طريق جبهة الأبتلال يتبعها

الغيض التجميعي يجب ان يساوي حاصل ضرب عمق جبهة الأبتلال وتغير المحتوى الرطوبي ($\Delta\theta = \theta_t - \theta_i$) حيث ان θ_t درجة ترطيب منطقة الأنتقال خلال الغيض ، θ_i درجة الترطيب البدائية للمقد والتي تسود وراء جبهة الأبتلال . وفي حالات خاصة عندما تكون θ_i , θ_t مساوية للمحتوى الرطوبي عند حد التشبيع ، مساوية للصفر وان f هي المسامية الكلية وعليه

$$I = f\, L_f$$

$$\frac{dI}{dt} = \Delta\theta \; \frac{dL_f}{dt} = k\, \frac{\Delta H_p}{L_f} = k\, \frac{\Delta\theta .\, \Delta H_p}{I}$$

حيث ان معدل التقدم في جبهة الابتلال تتمثل بـ $\left(\frac{dL_f}{dt}\right)$، وعليه يلاحظ ان معدل الغيض يرتبط عكسياً مع الغيض التجميعي ، وعند اعادة تنظيم المعادلة الاخيرة نحصل على

$$L_f dL_f = k\, \frac{\Delta H_p}{\Delta\theta}\, dt = \widetilde{D}\, dt$$

حيث ان $k\, \frac{\Delta H_p}{\Delta\theta}$ – تعبر عن الانتشار الفعلي لغيض المقد

$$\frac{L_f^2}{2} = k\, \frac{\Delta H_p}{\Delta\theta}\, t = \widetilde{D}\, t$$

وبالتكامل نحصل على :

$$L_f = \sqrt{2Kt\, \frac{\Delta H_p}{\Delta\theta}} = \sqrt{2\widetilde{D}t}$$

$$I = \Delta\theta\, \sqrt{2\widetilde{D}t}$$

$$i = \Delta\theta\, \sqrt{\frac{\widetilde{D}}{2t}}$$

وعند المقارنة بين المعادلات الانفة الذكر والمعادلات الانية :

$$i = \frac{1}{2}\,(\theta_0 - \theta_i)\, \sqrt{\frac{D}{\pi t}}$$

$$I = \int_0^t i dt = (\theta_0 - \theta_i)\, \sqrt{\frac{\widetilde{D}t}{\pi}}$$

ان الاختلاف يكون في نسبة $\sqrt{2\pi}$ لوزن $\bar{D}$ مع $\tilde{D}$ والتي تكون مخمنة لغرض عملها في تقريب GAmpt وعليه فعمق جبهة الابتلال تكون متناسبة مع الجذر التربيعي للزمن$(\sqrt{t})$ ومعدل الغيض يتناسب عكسياً مع الجذر التربيعي للزمن $\left(\frac{1}{\sqrt{t}}\right)$ وعند اخذ الجاذبية بنظر الاعتبار، فتقريب Green Ampt approach يعطي

$$\frac{dI}{dt} = \Delta\theta \frac{dL_f}{dt} = -K \frac{H_0 + H_f + L_f}{L_f}$$

والتكامل نحصل

$$\frac{kt}{\Delta\theta} = L_f - (H_0 - H_f) \ln \left(1 + \frac{L_f}{H_0 - H_f}\right)$$

حيث ان زيادة الزمن ، فان المصطلح الثاني على الجهة اليمنى في المعادلة الاخيرة يزداد بدرجة اوطا ربطها بزيادة L_f ، وعليه فان زيادة الفترة الزمنية بدرجة عالية يمكن تقريب العلاقة

$$L_f \simeq \frac{Kt}{\Delta\theta} + \delta$$

$$I \simeq Kt + \delta$$

حيث تمثل δ قيمة ثابتة

ان علاقة Green and Ampt تكون اساساً تخمينياً ، وبسبب ان قيم جهد جبهة التبلل النشطة يجب ان نوجدها بالتجربة . ان الغيض في حالة الترب الجافة بدائياً ربما تكون ضمن المديات (– ٥٠ – ١٠٠ سم من الماء) او (– ٠,١ بار)(Green and Ampt ، ١٩١١ و Hillel and Gardner ، ١٩٧٠) وفي الحقيقة تحت الظروف الحقلية خاصة عندما تكون الرطوبة البدائية غير متماثلة ، ربما تكون غير معرفة ، وفي مواقع معينة جبهة الابتلال تكون منتشرة جداً لتوضيح الموقع الحقيقي عند اي زمن معين.

٦- الغيض في الترب ذات الطبقات

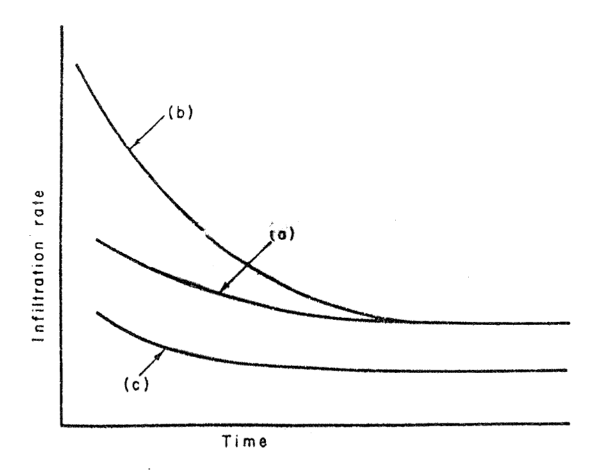
ان تأثير المقد المكون من طبقات مختلفة على الغيض درس من قبل (Hanks and Bowers ، ١٩٦٢) عن طريق التحليلات العددية لمعادلة الجريان ، وكذلك (Miller and Gardner ، ١٩٦٢) عن طريق اجراء تجربة لتاثير طبقة رقيقة في المقد المتجانس. ان التربة يجب ان تكون فيها قيم جهد الشد والشحنة المائية المستمرة على طول المقد بغض النظر عن تعاقب الطبقات. على كل حال ، فان قيم درجة الترطيب والايصالية المائية ربما تسلك سلوك متقطع في الحدود الداخلية للطبقات المختلفة. وتكون الحالة المثالية عند تواجد طبقة ذات نسجة خشنة لها ايصالية مائية عالية فوق طبقة ذات النسجة الناعمة ، ، وفي هذه الحالة معدل الغيض يكون مسيطراً عليه بواسطة الطبقة ذات النسجة الخشنة وعند وصول جبهة الابتلال ودخولها الطبقة ذات النسجة الناعمة فان معدل الغيض ينخفض ويميل لان يكون مماثلاً فقط لما هو لتلك النسجة في الطبقة ذات النسجة الناعمة لوحدها. وعليه تكون هذه الطبقة ذات ايصالية مائية واطئة والتي لها سيطرة على معدل الغيض ، واذا ما استمر الغيض لفترة طويلة ، فان شحنة الضغط السالبة يمكن ان تتطور في التربة ذات النسجة الخشنة فوق حدود طبقة الاعاقة ذات النسجة الناعمة.

اما في الحالة العكسية للغيض عندما تكون هناك طبقة ذات نسجة ناعمة فوق طبقة ذات نسجة خشنة ، فان معدل الغيض البدائي يقدر بواسطة الطبقة الحاوية على تربة ذات نسجة ناعمة. وعند وصول الماء الى الحد الفاصل بين الطبقة التحتية ، ربما يقلل من معدل الغيض ، حيث ان الماء في جبهة الابتلال يكون عادة تحت قوة شد عالية جدا والذي يسمح له بالدخول في الترب ذات النسجة الخشنة الحاوية على مسام كبيرة نسبياً (Miller and Gardner ، ١٩٦٢) وهذا مايوضح ظاهرة وقوف جبهة الابتلال لفترة زمنية تكون فيها شحنة الضغط في السطح الداخلي المتولد باستطاعة الماء ان يدخل الى الطبقة ذات النسجة الخشنة. وعليه ، فالاوساط الحاوية على الرمل والحصى او ترب ذات نسجة ناعمة تؤدي الى اعاقة غيض الماء وحركته في المقد ، حيث ان الطبقات الواطئة لايمكن تشبيعها بسبب ان معدل الجريان خلال الطبقة ذات النفاذية الواطئة لم تبلغ الجريان عند حدود الايصالية المائية المشبعة في الطبقة ذات النسجة الخشنة عدا كونها

عمق الغمر كبيراً. ان الجريان المستقر للماء نحو الاسفل خلال الطبقتين للمقد الى سطح الماء الجوفي حلل من قبل (Takagi ، ١٩٦٠) حيث ان الطبقة العليا اقل نفاذية من الطبقة السفلية وجهد الشد كان متطوراً للطبقات السفلية ، وهذه تبقى ثابتة خلال مديات العمق المعين.

٧- الغيض في الترب ذات القشرة السطحية المتصلبة

تعد هذه الحالة من الحالات المهمة خاصة عندما يكون المقد متجانساً وقد تكونت فيه قشرة متصلبة عند السطح والمتكون بفعل قطرات المطر الساقطة (Ekern ، ١٩٥٠ و McIntyre ، ١٩٥٨ و Tackett and Pearson ، ١٩٦٥) او نتيجة لعملية التشبيع التلقائية وتحطيم التجمعات خلال الترطيب (Hillel ، ١٩٦٠). تتميز القشرة المتصلبة بكثافة عالية ومسامية ضيقة وايصالية مائية واطئة عند مقارنتها مع الطبقة التحتية ، وعند تكوينها تؤدي الى اعاقة دخول الماء الى التربة شكل (٨- ٦) حتى عندما يكون سمكها عدة ملمترات رغم ان التربة تكون ذات نفاذية عالية.



شكل (٨- ٦) الغيض كدالة للفترة الزمنية أ- في الترب المتجانسة ، ب- في الترب ذات الوسط المسامي في الطبقة العلوية وجـ- في الترب ذات القشرة المتصلبة السطحية.

لقد حور كل من (Edward and Larson ، ١٩٧٠) التحليل العددي لمشاكل الغيض المدروس من قبل (Hanks and Bowers ، ١٩٦٢) ومن خلال المعلومات المتحصل عليها اعتماداً على الخصائص المائية لطبقة القشرة المتصلبة والتربة التحتية.

يلاحظ ان المشكلة بسيطة نسبياً لحالة الغيض المستقر والتي تتطلب ان يكون التدفق خلال القشرة المتصلبة(q_c)مساويا الى التدفق خلال الطبقة التحتية غير المتصلبة (منطقة الانتقال (q_u)

$$q_c = q_u$$

$$K_c \left(\frac{dH}{dZ} \right)_c = K_u \left(\frac{dH}{dZ} \right)_u$$

حيث تمثل K_u,K_c و $\frac{dH}{dZ}$ كل من الأيصالية المائية والأنحدار في الشحنة المائية لكل من طبقة القشرة المتصلبة وطبقة نطاق الانتقال على التوالي. ان الانحدار خلال منطقة الانتقال يميل لان يكون وحدة واحدة عند الوصول الى الغيض المستقرة. وكلما قل الانحدار في جهد الشد مع زيادة عمق الترطيب كلما كان جهد الجاذبية القوة المحركة الفعالة وعندها نحصل على

$$q = K_u(\psi u) = K_c \frac{H_0 + \psi u + Z_c}{Z_c}$$

حيث تمثل $K_u(\psi_u)$ الأيصالية المائية غير المشبعة للطبقة تحت القشرة المتصلبة كدالة لجهد الشد (ψ_u)المتطورة في نفس المنطقة تحت القشرة المتصلبة ، H_0 الشحنة المائية على السطح عند غمر، Z_c السمك العمودي لطبقة القشرة. فعندما يكون عمق الغمر H_0 مهملاً والقشرة المتصلبة رقيقة جداً وواطئة في أيصالها المائي حيث أن Z_c صغيرة جداً عند أرتباطها مع جهد الشد المتكون في الطبقة التحتية يمكن التقريب.

$$q_u = q_c = K_c \frac{\psi_u}{Z_c}$$

ان ظروف بقاء القشرة المتصلبة مشبعة حتى عندما تكون الاجزاء السفلية تحت شد يكون عبارة عن اعاقة الهواء الحرجة (ψ_a) والتي لاتزيد عن ψ_u ، وهذه الافتراضات مع ظروف انحدار الشحنة المائية للطبقة التحتية القريبة الى وحدة واحدة نحصل على

$$\frac{K_u}{\psi_u} = \frac{K_c}{Z_c} = \frac{1}{R_c}$$

ويلاحظ من هذه المعادلة ان النسبة بين الايصالية المائية لطبقة الانتقال الى جهد الشد تساوي تقريباً نسبة الايصالية المائية لطبقة القشرة المتصلبة الى سمكها وهذه بدورها تساوي مقلوب المقاومة المائية لكل وحدة مساحة من طبقة القشرة المتصلبة R_c وان المعادلة تصبح .

$$q = K_u(\psi_u) = K_c \frac{H_0 + \psi_u + Z_c}{Z_c}$$

$$q = K_u(\psi_u) = \frac{\psi_u}{R_c}$$

ومن الممكن حساب معدل الغيض المستقر وجهد الشد في المنطقة الواقعة تحت القشرة المتصلبة على اساس قياس المقاومة المائية (الايصالية) للطبقة المتقشرة ، حيث ان علاقة جهد الشد مع المحتوى الرطوبي يكون معلوماً ، ويمكن ايجاد المحتوى الرطوبي للطبقة تحت القشرة المتصلبة خلال الغيض المستقر. فعند وجود العلاقة

$$K = a\psi^{-n}$$

والتي فيها صفات التربة الثابتة متمثلة بكل من n, a يمكن التوصل الى

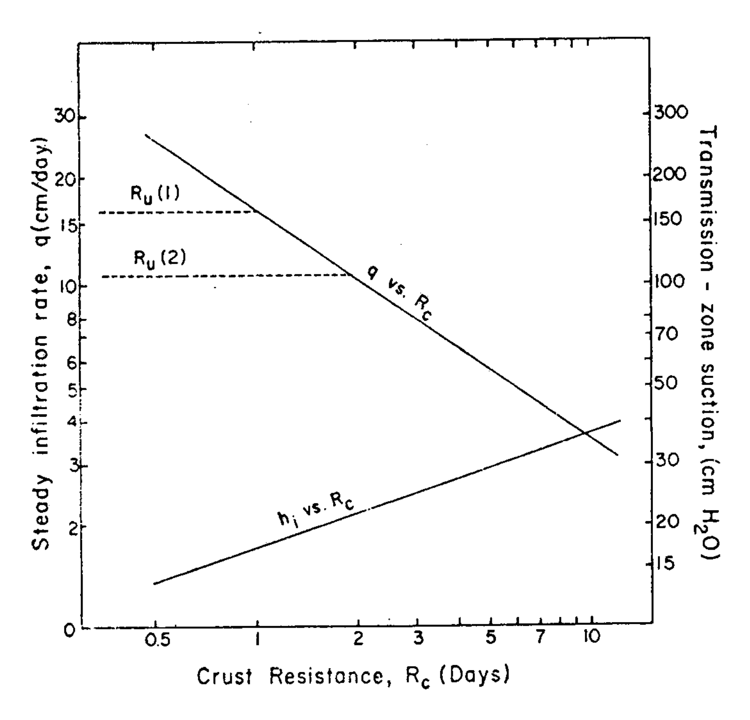
$$q = \frac{a^{1/(n+1)}}{R_c^{n/(n+1)}} = \frac{B}{R_c^{n/(n+1)}}$$

$$\psi_u = (a R_c)^{1/(n+1)} = BR_c^{1/(n+1)}$$

حيث انها تمثل صفة التربة تحت القشرة المتصلبة وتساوي الى، $B = a^{\frac{1}{(n+1)}}$

ويلاحظ بان القيم النظرية لهاتين المعادلتين موضحة في الشكل (٨ – ٧) والتي توضح كمية نقصان معدل الغيض وزيادة جهد الشد للطبقة تحت القشرة المتصلبة مع زيادة المقاومة المائية للقشرة المتصلبة.

كما لاحظ Gardner (١٩٥٦) بان قيم كل من a و n تزداد بصورة عامة مع زيادة خشونة التربة في نسجتها اضافة لبناءها ، حيث ان قيم n للرمل تكون بحدود (٤ او اكثر) ، في حين تكون في الترب الطينية لها قيم n بحدود (٢) وان عملية الحراثة تؤدي الى زيادة في قيم n ورص التربة وانضغاطها تقلل من قيم n.



شكل (٨ – ٧) التاثير النظري لمقاومة التصلب المعتمد على التدفق والتصلب الثانوي خلال الغيض المستقر في العمود ذو الترب المتجانسة (عن Hillel and Gardner, 1969)

ان كل من القشرة السطحية المتصلبة والتي تحتها (تليها) لها تأثير على معدل الغيض وجهد الشد للمقد وان القشرة المتصلبة لوحدها تتحكم في كثير من الخصائص الفيزيائية لكلا الطبقتين والمتداخلتين مع بعضها لفترة زمنية لتشكل معدل الغيض المستقر ورطوبة المقد. وفي الغيض المستقر للمقد، فان جهد الشد للطبقة التحتية تتكون ومن خلالها يتكون الانحدار خلال القشرة المتصلبة الايصالية المائية للطبقة التحتية والتي ينتج عنها تساوي التدفق في كلا الطبقتين. المشكلة تصبح اكثر تعقيداً في حالة الغيض غير المستقر للترب ذات المقد غير المشبع بدائياً والتي خلالها يحصل تغير لكل من التدفق، عمق الترطيب، جهد الشد للطبقة الواقعة تحت القشرة المتصلبة والايصالية مع الزمن..وعند افتراض ظروف Green and Ampt واهمال H_0 توصل كل من (Hillel and Gardner، ١٩٧٠) الى ثلاث مراحل خلال الغيض، غير المستقر في المقد الحاوي على القشرة المتصلبة، فالمرحلة البدائية والتي يكون فيها معدل الغيض مالا نهاية ويعتمد على مقاومة القشرة المتصلبة R_c وعلى جهد الشد للطبقة التحتية، المرحلة الوسطية والتي يزداد

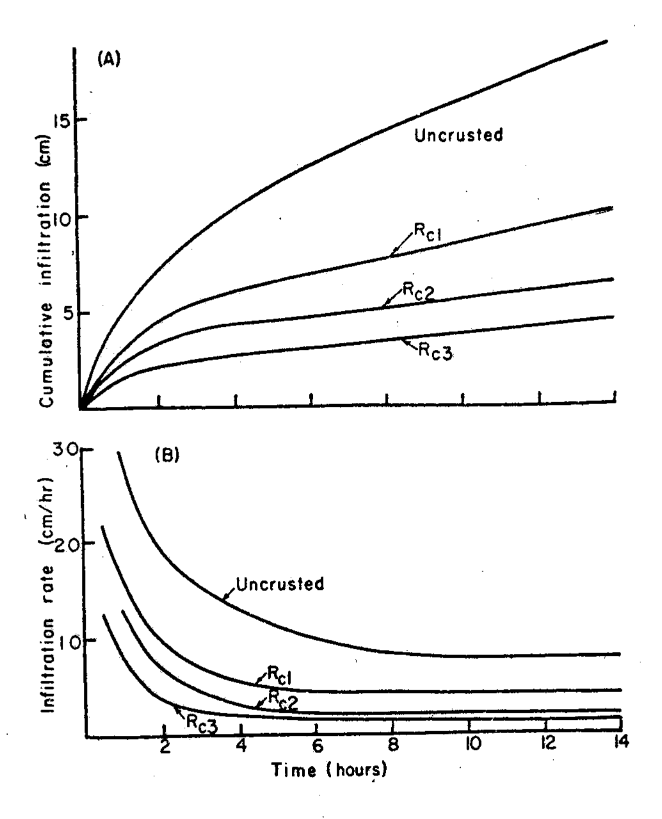
فيها الغيض التجميعي I مع الجذر التربيعي للزمن ، والمرحلة النهائية والتي يعبر فيها عن الغيض التجميعي بحاصل جمع كل من الغيض المستقر وغير المستقر والذي يهمل مع طول الفترة الزمنية. وجد ان الغيض التجميعي يقل مع زيادة مقاومة القشرة المتصلبة خاصة في الترب ذات النسجة الخشنة والبناء الخشن. نتائج التجارب توضح بان منحنيات الغيض التجميعي لمقد القشرة المتصلبة تتناسب مع الجذر التربيعي لزمن الانتشار في منطقة الانتقال وذلك لان الماء الداخل الى الطبقة التحتية يكون فيه جهد الشد ثابت ، تقريبا فالقيمة تقدر كل من مقاومة القشرة المتصلبة والصفات المائية للتربة. اما عند اهمال تاثير الجاذبية (مثال ذلك الجريان الافقي او خلال المراحل البدائية للغيض العمودي في الأوساط الجافة بدائياً والتي يكون جهد الشد فيها كبيراً) ، فالعلاقة بين الغيض والزمن تكون

$$I = \sqrt{K_u^2 R_c^2 (\Delta\theta)^2 + 2K_u H_f \Delta\theta t} - K_u R_c$$

اما عندما يكون تاثير الجاذبية معنوياً فالعلاقة تصبح

$$L_f = \frac{K_{ut}}{\Delta\theta} + (H_f - K_u B_c) \, \text{Lin} \left(\frac{H_f + \frac{K_{ut}}{\Delta\theta} + \delta(t)}{H_f} \right)$$

وعند زيادة الفترة الزمنية فان معامل التصحيح $\delta(t)$ يصبح صغيراً ويهمل. وعليه ، فان (L_f) يعبر عنها بحاصل جمع كل من الغيض المستقر وغير المستقر ونتائج بعض التجارب موضحة في الشكل (٨ – ٨).



شكل (٨ – ٨) اعتماد الغيض التراكمي على الزمن أ– معدل الغيض ب– الاعمدة ذات القشرة السطحية والخالية من القشرة السطحية للاعمدة ذات الترب الضعيفة وقيم مقاومة التصلب موضحة في الشكل (عن Hillel and Gardner, 1969).

٨– غيض الامطار

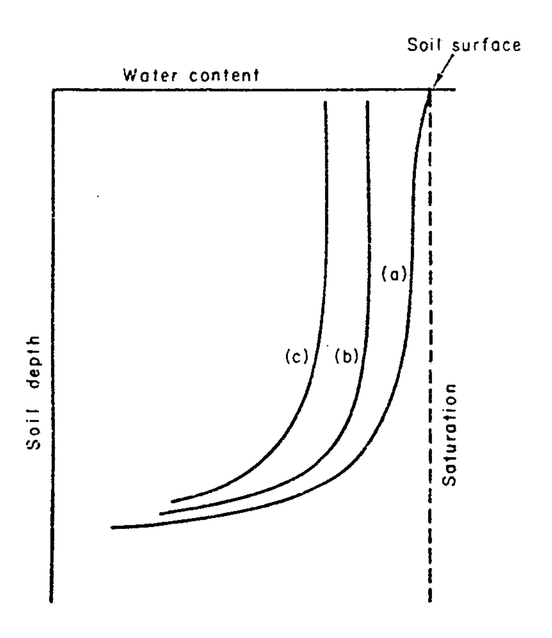
عند زيادة كثافة الامطار أو الرش عن قدرة المغاض للتربة ، فعملية الغيض تكون نفس حالة الغمر الضحل. اما اذا كانت الامطار اقل من الغيض البدائي للتربة ، لكن اكبر من القيمة النهائية فني البداية التربة سوف تدمص الماء بدرجة اقل من معدل طاقتها ويحدث الجريان في التربة تحت الظروف غير المشبعة. وعندما تكون الامطار مستمرة بنفس الكثافة وعند قلة مغاض التربة يصبح سطح التربة في النهاية مشبعا وهذه العملية سوف تستمر كما في حالة غيض الغمر. ومن الجهة الثانية ، عندما تكون كثافة الامطار لفترة طويلة اوطأ من مغاض التربة (اقل من الايصالية المائية المشبعة) ، فالتربة سوف تستمر في

ادمصاص الماء بدرجة اسرع مما يطبق بدون الوصول الى حد التشبيع . بعد فترة زمنية طويلة وعندما يصبح انحدار جهد الشد مهملا ، فمقد الترطيب سوف يبقى محتفظا بالرطوبة والتي عندها الايصالية تكون مساوية الى معدل اضافة الماء ، وان قلة المعدل يؤدي الى قلة درجة التشبيع لمقد الغيض ، وهذا مايتضح في الشكل (٨-٩). عمليات الغيض تحت ظروف الامطار أو الري بالرش درست من قبل (Youngs ، ١٩٦٠أ ، Rubin and Steinhardt ، ١٩٦٣ ، Rubin et. al ، ١٩٦٤ و Rubin ، ١٩٦٦) الذي استخدم التحليلات العددية لمعادلة الجريان لمثل هذه الظروف ويمكن تتميز ثلاثة اشكال للمغاض طبقا للامطار:

١ - الغيض غير المغمور: يتضمن الامطار ذات الكثافة الواطئة وغيركافية لحدوث الغمر.

٢- الغيض الناتج عن الغمر: ناتج عن مطر غزير بحيث يحدث الغمر بعد فترة زمنية.

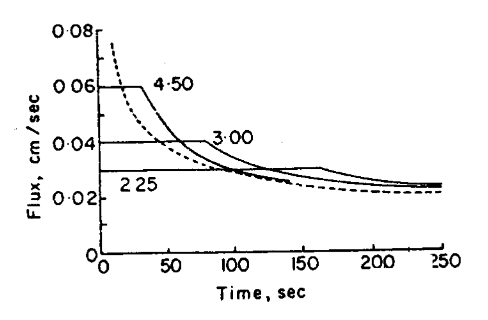
٣- الغيض الناتج عن غمر الامطار: يتصف بوجود غمر للماء ، وفيه عادة ماتكون التربة مغمورة قبل الامطار.



شكل (٨- ٩) مقد توزيع المحتوى الرطوبي خلال الغيض أ - تحت ظروف الغمر ب - تحت ظروف الري بالرش ذو الكثافة العالية جـ - تحت ظروف الري بالرش ذو الكثافة الواطئة.

وعليه ، فان النوعين (الاول والثاني) مسيطرا عليه بواسطة كثافة المطر نفسها ، في حين النوع الثالث يكون مسيطرا عليه بواسطة الضغط أو العمق الخاص بالماء فوق سطح التربة فضلاً عن ظروف جهدالشد والايصالية المائية وعلاقتها بالتربة ، وعندما يكون الضغط على السطح صغيرا ، يكون هذا النوع مشابهاً للغيض الناتج عن الغمر. عند تحليل غمر الامطار أو غيض الغمر يفترض ان يكون الضغط على السطح ثابتاً ، وعند تحليل الغيض غير المغمور والغيض الناتج عن غمر الامطار، فتدفق الماء خلال السطح يعد ثابتاً أو يحصل له زيادة. وتحت ظروف الحقل ، كثافة الامطار ربما تزداد أو تتناقص بالتعاقب ، والتربة تحتاج لفترة زمنية لغرض الوصول الى الايصالية المشبعة وفي احيان اخرى يحصل لها انخفاض. ان فترة نقصان كثافة الامطار تكون مشابه لسا التربة لظاهرة التخلف في المحتوى الرطوبي المعقدة ، فتحليل تركيب العاصفة المطرية يكون معقداً جداً ، ولحد الان لم تجرِ مثل هذه التحاليل. ان تحليل Rubin يكون مستندا على فرضية عدم حصول اي تخلف في المحتوى الرطوبي ، وان سقوط قطرات المطر تكون صغيرة ويكون المطر عبارة عن طبقة رقيقة من الماء تصل الى سطح التربة وبمعدل معين ، وان هواء التربة يعد كحالة مستمرة وتحت الضغط الجوي ، ويفترض ان تكون التربة متجانسة وثابتة وعدم حصول قشرة متصلبة فيها. فعند بقاء شحنة الضغط على سطح التربة ثابتة (كما في حالة الغيض الناتج عن غمر المطر) يكون تدفق الماء في السطح متناقصاً مع الزمن ، وعند بقاء التدفق على سطح التربة ثابتا ، فأن شحنة الضغط علىالسطح يحصل لها زيادة مع الفترة الزمنية.
فالغيض الناتج عن كثافة الامطار الثابتة يمكن ان يكون ناتجاً في حالة الغمر وتكون نسبة كثافة الامطار الى الايصالية المائية المشبعة وحدة واحدة. خلال الغيض الناتج عن عدم الغمر وتحت ثبات كثافة الامطار (q_r) جهد الشد السطحي يميل الى قيمة محددة ψ_{im} وتكون $q_r = K(\psi_{im})$ وتحت الغيض الناتج عن غمر الأمطار، فترطيب المقد يتكون من جزئين : العلوي يكون الجزء المشبع بالماء ، والسفلي يكون الجزء غير المشبع ، وعمق نطاق التشبيع يزداد باستمرار مع الزمن. ان التدرج في أنحدار الرطوبة عند الحدود الواطئة للنطاق المشبع (عند المنطقة المبتلة وجبهة الأبتلال) تستمر بنقصانها. كثافة الأمطار العالية تكون طبقة مشبعة ضحلة في لحظة الغمر ومتدرجة في أنحدار محتواها الرطوب في نطاق الترطيب.

الشكل (٨–١٠) يوضح معدل الغيض في الترب الرملية خلال الغمر السابق لغمر الامطار تحت ثلاث كثافات للامطار. الجزء الافقي من المنحنى يرتبط مع الغيض السابق والجزء المقوس (المنحني) الى الغيض الناتج عن غمر الامطار وطبقا لما جاء في افتراض Rubin يكون منحنى الغيض الناتج عن غمر المطر بنفس الشكل ويقترب من معدل الغيض المحددة لكن لايستمر افقيا في احلاله الجزء المنفرد من المنحنى ولايرتبط مع معدل الغيض تحت الغمر، كما موضحة في الخط المنقط في الشكل (٨–١٠).



شكل (٨–١٠) العلاقة بين التدفق السطحي والزمن خلال الغيض في الترب الرملية طبقا للامطار الساقطة (الخطوط الصلدة) وظروف الغمر (الخطوط المتقطعة موضحا قيم معدل الأمطار. (عن : Rubin, 1966).

٩– السيح السطحي

ان السيح السطحي أوالجريان فوق سطح الارض يكون ذلك الجزء من الامطار والتي لاتكون مدمصة من قبل التربة ولاتتراكم على السطح لكنها تسيح على اسفل المنحدر وتجمع في الوديان والجداول. يحدث السيح فقط عندما تكون كثافة الامطار اكثر من معدل الغيض. السيح السطحي لايحدث حال بدء زيادة الامطار بالتجمع في منخفضات سطح التربة وتكون الاوحال، والتي يكون حجمها الكلي متمثلا بسعة الخزان السطحية.

معدل جريان السيح السطحي يعتمد على زيادة كثافة الأمطار عن معدل الغيض. ويلاحظ ان الخزن السطحي يعتمد ايضا على انحدار السطح فضلاً عن مدى خشونة

سطح التربة . في الحقول الزراعية يكون السيح السطحي غير مرغوب فيه وذلك لفقدان الماء الذي غالبا مايسبب حقا (تعرية) ، وزيادة الكمية المعراة مع زيادة المعدل وسرعة السيح . ان الطريقة الخاصة بالحد من التعرية هي حماية سطح التربة ضد قطرات المطر المتساقطة والمتناثرة (عن طريق تغطيتها اما بالبقايا النباتية ومخلفاتها أو باغطية اصطناعية) لزيادة معدل الغيض فيها والخزن السطحي ولاعاقة الجريان فوق سطح التربة . صيانة ثباتية التجمعات سوف تقلل من تشتت وتطاير دقائق التربة بفعل قطرات المطر وماء السيح . بصورة عامة الترب المرصوصة (المضغوطة) او ذات القشرة المتصلبة لها معدل غيض واطئ ونتيجة لذلك سوف ينتج عنها معدل سيح سطحي عالي ، وان الحراثة الكنتورية قد تزيد من الغيض فضلاً عن الخزن السطحي ومن ثم يقلل السيح Burwell and Larson، ١٩٦٩) في المناطق الجافة تكون في بعض الاحيان الرغبة في دفع السيح السطحي الصناعي لغرض تزويد الماء للاغراض البشرية والصناعية أو للاستخدام الزراعي .

مثال (١)

اذا علمت أن معدل الغيض تحت ظروف الغمر الضحل والسواقط المتراكمة ١٠ ملم/ ساعة عندما كانت الكمية الغائضة ٨٠ ملم . اذا كان معدل الغيض المستقر النهائي هو ٣ ملم / ساعة احسب معدل الغيض عندما يكون الغيض التراكمي ١٦٠ ، ٣٢٠ سم على التوالي .

$$i = 10 \text{ mm / hr}$$

$$i = i_c + \frac{b}{I} \qquad i_c = 3 \text{ mm / hr}$$

$$I = 80 \text{ mm}$$

$$10 \text{ mm / hr} = 3 \text{ mm / hr} + \frac{b}{80 \text{ mm}}$$

$$10 \text{ mm / hr} = \frac{240 \text{ mm}^2 \text{ / hr} + b}{80 \text{ mm}}$$

$$800 \text{ mm}^2 \text{ / hr} - 240 \text{ mm}^2 \text{ / hr} = b$$

$$560 \text{ mm}^2 \text{ / hr} = b$$

بعد استخراج قيمة b نستطيع ايجاد معدل الغيض عندما يكون الغيض التراكمي ٢٠٠٠ ، ٤٠٠٠ ملم على التوالي بتطبيق المعادلة اعلاه

$$i = i_c + \frac{b}{I}$$

$$i = 3\ mm/hr + \frac{560\ mm^2/hr}{1600\ mm} = 3{\cdot}35\ mm/hr$$

$$i = 3\ mm/hr + \frac{560\ mm^2/hr}{3200} = 3{\cdot}18\ mm/hr$$

مثال (٢)

من نفس المعلومات في المثال الآنف الذكر، مامقدار كمية الماء الواصلة الى المجموع الجذري لمحصول القطن بدون حصول زيادة في قدرة مغاض التربة عند تطبيق الري بالرش بمعدل يتراوح بين ١٠ أو ٢٠ ملم/ ساعة؟ مامقدار اقصى معدل رش يمكن استعمالها عندما يراد تجهيز ماء الري بحدود ٢٠٠ ملم باقصر فترة زمنية.
من المثال السابق نحتاج الى معرفة كل من b, i_c ومن المعلوم ان $i = 10 mm/hr$ ، والحالة الثانيةهي

$$i = 10\ mm/hr$$

$$i = i_c + \frac{b}{I}$$

$$10\ mm/hr = 3\ mm/hr + \frac{560\ mm^2/hr}{I}$$

$$I = \frac{560\ mm^2/hr}{(10 - 3)\ mm/hr} = 80\ mm$$

$$I = \frac{560\ mm^2/hr}{(20 - 3)\ mm/hr} = 33\ mm$$

يلاحظ أن زيادة معدل الرش ، كمية الماء الكلية الغائضة تكون صغيرة عند عدم زيادة قدرة مغاض التربة والتي قد تحدث غمرا أو سيولا سطحية ، ولهذا لكي يغيض ٢٠٠ ملم بواسطة الرش المستقر نحصل

$$i = i_c + \frac{b}{I}$$

$$i = 3\ mm/hr + \frac{560\ mm^2/hr}{200\ mm} = 6\ mm/hr$$

مثال (٣)

اجريت تجربة لدراسة الغيض الافقي وذلك بملأ انبوب مساحة مقطعه العرضي ٥٠ سم[٢] بالتربة وبعد ١٥ دقيقة كان الغيض التراكمي الكلي ١٥٠ سم[٣]. اوجد الغيض التراكمي المتوقع ومعدل الغيض عند نهاية الازمنة ١ ، ٤ ، ١٦ ساعة على التوالي.

$$I = \frac{150\ cm^3}{50\ cm^2} = 3\ cm$$

$$S = \frac{I}{t^{1/2}} \qquad t = 15\ min \times 60\ sec\ min^{-1} = 900\ sec$$

$$S = \frac{3\ cm}{(900\ Sec)^{1/2}} = \frac{3\ cm}{30\ Sec} = 0{\cdot}1\ cm\ sec^{-1}$$

$$I = St^{1/2}$$
$$I = (0{\cdot}1\ cm\ Sec^{-1})(60\ min \times 60\ Sec\ min^{-1})^{1/2}$$

الغيض التراكمي عند نهاية الساعةالاولى

$$I = 6\ cm$$
$$I = (0{\cdot}1\ cm\ Sec^{-1})(4hr \times 60\ min\ hr^{-1} \times 60\ Sec\ min^{-1})^{1/2}$$

الغيض التراكمي عن نهاية ٤ ساعات

$$I = 12 \text{ cm}$$

$$I = (0{\cdot}1 \text{ cm Sec}^{-1})(16 \text{ hr} \times 60 \text{ min hr}^{-1} \times 60 \text{ Sec min}^{-1})^{1/2}$$

الغيض التراكمي عند نهاية ١٦ ساعة

$$I = 24 \text{cm}$$

وعند اشتقاق المعادلة اعلاه يمكن الحصول على المعادلة الاتية والتي من خلالها نستطيع تقدير معدل الغيض خلال الفترات الزمنية ١، ٤، ١٦ ساعة على التوالي

$$i = \frac{dI}{dt} = \frac{S}{2t^{1/2}}$$

معدل الغيض خلال ١ ساعة

$$= \frac{0{\cdot}1 \text{ cm Sec}^{-1}}{2(3600 \text{ Sec})^{1/2}} = 8{\cdot}33 \times 10^{-4} \text{cm Sec}^{-1}$$

معدل الغيض خلال نهاية ٤ ساعة

$$i = \frac{0{\cdot}1 \text{ cm Sec}^{-1}}{2(14400 \text{ Sec})^{1/2}} = 4{\cdot}17 \times 10^{-4} \text{ cm Sec}^{-1}$$

$$i = \frac{0{\cdot}1 \text{ cm Sec}^{-1}}{2(57600 \text{ Sec})^{1/2}} = 2{\cdot}08 \times 10^{-4} \text{ cm Sec}^{-1}$$

مثال (٤)

اذا علمت بان الايصالية المائية المشبعة للتربة تحت ظروف المثال الانف الذكر كانت ٢×١٠-٤ سم/ثانية، وان درجة الترطيب البدائية ودرجة التشبيع هي ٠,٠٥، ٠,٤٥ سم٣/سم٣. احسب كل من قيم الغيض التراكمي ومعدل الغيض في حالة كون عمود التربة عموديا وخلال الفترات الزمنية ١، ٤، ١٦ ساعة وكذلك عمق جبهة الابتلال عند نفس الفترة الزمنية.

عندما يكون عمود التربة عموديا يمكن تطبيق المعادلة

$$I = St^{1/2} + Kt$$

لهذا فالغيض التراكمي للفترات الزمنية المحددة هي:

$$I = 0{\cdot}1cm\ sec^{1/2} \times 60\ sec^{1/2} + 2 \times 10^{-4}\ cm\ sec^{1} \times 3600\ sec^{1}$$
$$= 6{\cdot}72\ cm$$
$$I = 0{\cdot}1cm\ sec^{-1/2} \times 120\ sec^{1/2} + 2 \times 10^{-4}\ cm sec^{-1} \times 14400\ sec^{-1}$$
$$= 14{\cdot}88\ cm$$
$$I = 0{\cdot}1cm\ sec^{1/2} \times 240\ sec^{1/2} \times 10^{-4}\ sec^{-1} \times 57600\ sec^{-1}$$
$$= 35{\cdot}52\ cm$$

وعند اشتقاق المعادلة اعلاه مع الفترة الزمنية يمكن الحصول على معدل الغيض خلال نفس الفترة الزمنية

$$i = \frac{dI}{dt} = \frac{S}{2t^{1/2}} + K$$

$$i = \frac{0{\cdot}1cm\ sec^{-1/2}}{2 \times 60 sec^{-1/2}} + 2 \times 10^{-4} cm\ sec^{-1} = 10{\cdot}33 \times 10^{-4} cm\ sec^{-1}$$

$$i = \frac{0{\cdot}1\ cm sec^{-1/2}}{2 \times 120 sec^{1/2}} + 2 \times 10^{-4} cm sec^{-1} = 6{\cdot}17 \times 10^{-4} cm\ sec^{-1}$$

$$i = \frac{0{\cdot}1\ cm\ sec^{-1/2}}{2 \times 240\ sec^{1/2}} + 2 \times 10^{-4} cm\ sec^{-1} = 4{\cdot}08 \times 10^{-4} cm\ sec^{-1}$$

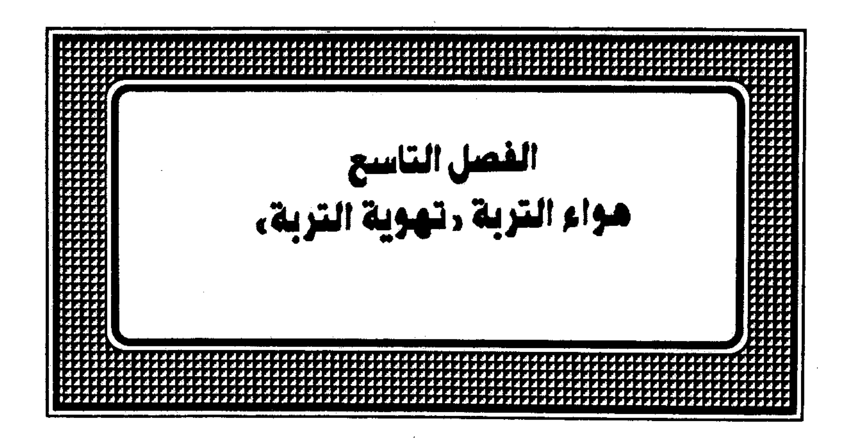
اما لايجاد عمق جبهة الابتلال تستخدم المعادلة الاتية:

$$L_f = \frac{I}{\Delta\theta}$$

$$L_f = \frac{6{\cdot}72\ cm}{(0{\cdot}45 - 0{\cdot}05)\ cm^3 cm^{-3}} = 16{\cdot}8\ cm$$

$$L_f = \frac{14{\cdot}88\ cm}{(0{\cdot}45 - 0{\cdot}05)\ cm^3 cm^{-3}} = 37{\cdot}2\ cm$$

$$L_f = \frac{35{\cdot}52\ cm}{(0{\cdot}45 - 0{\cdot}05)\ cm\ cm^{-3}} = 88{\cdot}8\ cm$$



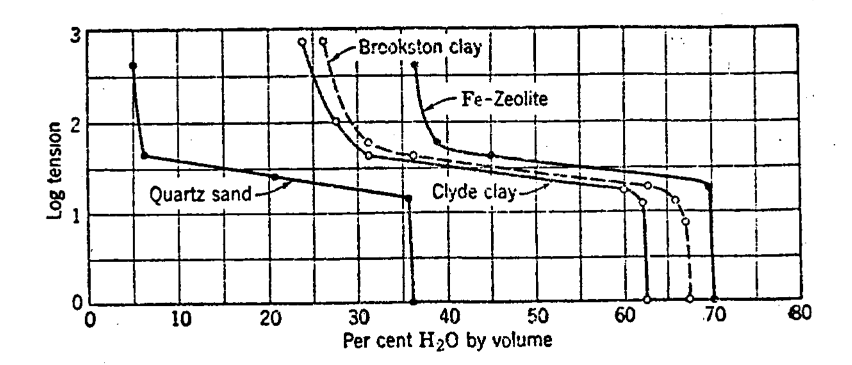
الفصل التاسع
هواء التربة «تهوية التربة»

يطلق اصطلاح تهوية التربة الى عملية تبادل كل من غاز الاوكسجين وثاني اوكسيد الكاربون بين مسام التربة والهواء الجوي. في التربة ينتج ثاني اوكسيد الكاربون ويستهلك الاوكسجين خلال عمليات التنفس لجذور النبات ونشاطات الاحياء الدقيقة، ونتيجة لذلك فتهوية التربة تتكون من تبادل O_2 من الجو وتعويض CO_2 المتكون في التربة.

لغرض تقييم المسام او المسامية ذات القيم المعنوية في تبادل الغازات بين التربة والهواء الجوي، فمن الضروري فهم طبيعة المسامات التي تدخل ضمن التبادل الغازي. هناك نوعين من المسام في التربة ذات البناء الجيد المتطور والحاوية على التجمعات او التكتلات Crumbs. فهناك المسام بين التكتلات او مسام التكتلات الداخلية، وتلك المسام الواقعة ضمن التكتلات اومسام التكتلات. وجود هذين النوعين من المسام موضح في الشكل (٩-١). النسبةالمئوية للماء على اساس الحجم المحصور بين (٤٠-٦٠ مش)* من التكتلات لـ Brookstine and clyde و quartz sand و (٤٠ - ٨٠ مش) Fe-zeolite المرسومة مع لوغاريتم الشد المستخدمة لبزل المسام. من الواضح بان هذه المنحنيات لجميع المسام المبزولة تكون تقريبا عند نفس الشد. رمل الكوارتز يوضح النظام الذي تكون فيه المفصولات غير مسامية. المسام الهوائية لـ ٣٠٪ تتركب من الفراغات بين حبيبات الرمل، واذا كانت ٣٠٪ مطروحة من نسبة التشبع للنظام الآخر. فالقيمة الناتجة تسقط تقريبا عن نقطة الانحناء لجميع المنحنيات والجدول الاتي يوضح مميزات التكتلات الداخلية ولمفصولات ٤٠- ٦٠ مش.

---

* ان وحدة مش تعادل عدد المربعات الموجودة في وحدة مساحة انج مربع والمكافئة لوحدة مساحة ٦,٤٥ سنتمتر مربع



شكل (٩-١) علاقة لوغاريتم الشد مع النسبة المئوية لرطوبة التربة على اساس الحجم.

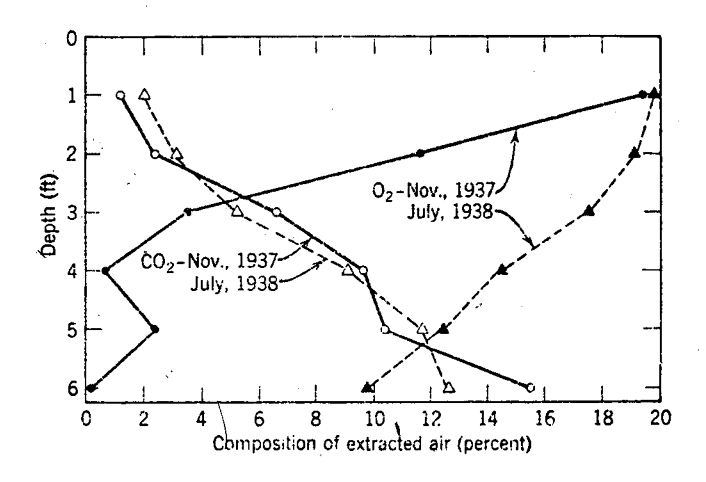
Separate	Total porosity at saturation % by volume	Inter Crumb porosity % by volume	Crumb porosity % by volume
Quartz sand	37.0	30.0	7.0
Clyde clay	63.5	31.5	32.0
Brookston clay	68.0	31.0	37.0
Fe – Zeolite	70.0	30.0	40.0

الماء المسحوب من نظام التجمعات تحت نقطة الانحناء ربما تعد قادمة من المسام بين التجمعات او التكتلات. الماء المستخلص من نقطة الانحناء ربما تتضمن بعض الماء عند نقطة التلامس للدقائق (خاصة لمفصولات كوارتز الرمل الحقيقي). وهذا يعني ان التكتلات المفردة تفعل فعل الدقائق الصلبة كما هي في المسامية الموجودة بين الدقائق. ان التفريغ(التجفيف) بواسطة تسليط الشد يكون نفس الشيء عند حدوثه في نظام المسام المفردة.

٢- مكونات هواء التربة

مكونات هواء التربة يعتمد على تنفس الاحياء الدقيقة وجذور النبات ، اذابة كل من CO_2 و O_2 في الماء ومعدل الغازات المتبادلة مع الجو. لقد درس كل من(Russel و Appleyard ، ١٩١٥) مكونات هواء التربة تحت مختلف الظروف من المحاصيل والاسمدة وذلك بغمر انبوب اسطواني في التربة واستخلاص الهواء من عمق ١٥ سم وذلك بواسطة مضخة سحب زئبقية ، واعطو النسب المئوية التالية بواسطة الحجم والذي يمثل معدل مكونات هواء التربة (تمثل النسب المئوية لهواء التربة). النتروجين ٧٩,٢ ، الاوكسجين ٢٠,٦ وثاني اوكسيد الكاربون ٠,٢٥
اما النسب المئوية للهواء الجوي والتي تتكون من :
النتروجين ٧٩,٠٠ ، الاوكسجين ٢٠,٩٧ وثاني اوكسيد الكاربون ٠,٠٣

نلاحظ بان محتوى هواء التربة من الاوكسجين بنسبة اقل من الهواء الجوي ، وان ثاني اوكسيد الكاربون بحدود ٦- ٧ مرات اكثر من الهواء الجوي ، وتتغير هذه القيم حسب الفصل ، التربة ، المحصول ، عمليات الحراثة وكذلك نشاط الاحياء الدقيقة . ان النسب المئوية لكل من CO_2 و O_2 في هواء التربة تتغير مع عمق التربة وفي الاوقات المختلفة من السنة الشكل (٩- ٢). ان نسبة CO_2 تزداد مع العمق خلال جميع الفصول من



شكل (٩- ٢) تاثير العمق على مكونات هواء التربة كنسبة مئوية (عن : Boynton, Reuther, 1978).

السنة وعند مستوى (٧٦ سم) تركيز CO_2 يتغير من ٠,١٥ - ٣٪ من فصل الربيع الى الخريف. اما عند عمق (٢٢٩ سم) مدى القيمة تكون من ١٥,٥٪ في تشرين الثاني ١٩٣٧ الى ١٠,٦٪ في ايلول ١٩٣٨. والمنحنيات في الشكل اعلاه تكون مثالية لتغيرات CO_2 مع العمق للفصول المختلفة والتي تتبع نفس الشكل.

تغيرات الاوكسجين كنسبة مئوية مع العمق تكون اكثر وضوحا من ثاني اوكسيد الكاربون وتتاثر اكثر بواسطة الفصول خاصة عند العمق (تحت ٧٦ سم)، يتغير تركيز الاوكسجين من ٢٠,١٥ الى ١٥,٣٪ للفترة من اذار- ايلول عند مستوى ٧٦ سم، وعند عمق ٢٢٩ سم، فالقيمة تكون من ٠,٣ - ٩,٩٥٪ او اكثر عند نفس الوقت وعند ٤٥٧ سم نسبة الاوكسجين تتغير من ٠,٢٪ في تشرين الثاني ١٩٣٧ الى ٩٪ في ايلول ١٩٣٨ وهذا الانخفاض في محتوى الاوكسجين كان مرتبطا مع زيادة رطوبة الطبقات التحت السطحية خلال الاشهر الرطبة. اظهرت المعلومات بان نسبة ثاني اوكسيد الكاربون المئوية والاوكسجين عند المستويات العميقة كان متساوياً تقريباً خلال موسم النمو.

٣- تبادل الغازات- تجدد هواء التربة

معظم المعلومات الموجودة عن مكونات هواء التربة توضح بان كميات ثاني اوكسيد الكاربون والاوكسجين لاتتغير كثيرا ضمن الحدود الوسطى من السطح. ربما تكون هناك بعض الاسئلة عن تطبيقات هذه المعلومات لجميع ظروف التربة، خاصة للترب العديمة النفاذية. في فترة الاضاءة، نلاحظ بان كثافة ثاني اوكسيد الكاربون الناتج خلال نمو النبات ونشاط الاحياء الدقيقة، فالنقصان الظاهري للتراكمات الكبيرة من ثاني اوكسيد الكاربون في سطح التربة يحصل لها تبادل سريع للغازات مع الجو. ان تجديد هواء التربة يكون بواسطة الانتشار او بواسطة الجريان الكتلي الناتج من العوامل المناخية (مثل تغيرات حرارة التربة، تغيرات الضغط واختلافاته، فعل الرياح)، تغير كمية المسام والفراغات المشغولة بالهواء الناتجة من تداخل ماء المطر او مياه الري.

٤ – جريان الكتلة mass Flow

أ – تاثير حرارة التربة :

الحرارة ربما تؤثر على تجديد هواء التربة بطريقتين : الاولى:عن طريق اختلاف الحرارة ضمن التربة وبين الطبقات المختلفة وذلك بان تقلص ، وتمدد الهواء ضمن فراغ المسام اضافة الى ميل الهواء الساخن للحركة نحو الاعلى ربما يسبب التبادل بين الافاق المختلفة ومع الجو. الثانية : التربة والجو عادة لها حرارة مختلفة وهذا الاختلاف في الحرارة يجب ان يسمح تبادل بين الجو والتربة وهواء التربة في السطح الوسطي . من الصعوبة تخمين اهمية تاثير الحرارة على تبادل الغازات في التربة . اقترح (Romell ، ١٩٢٢) بان التغيرات اليومية لدرجة الحرارة ضمن التربة تكون مسؤولة عن اقل من $\frac{١}{٨٠٠}$ من التهوية الاعتيادية ، وان اختلاف الحرارة بين التربة والجو تعد بانها المسؤولة ليس لاكثر من $\frac{١}{٢}$ – $\frac{١}{٤٨٠}$ من التهوية الاعتيادية وعليه تظهر بان الحرارة تكون عامل ثانوي في تهوية التربة .

ب– تاثير الضغط الجوي (البارومتري)

يلاحظ نظريا وطبقا لقانون بويل بان اي زيادة في الضغط البارومتري للجو يسبب نقصان في حجم هواء التربة ، وهذا الاضمحلال في الحجم يسمح لكميات مكافئة من الهواء الجوي لان تنفذ الى مسام التربة . ومن الجهة الثانية ، يلاحظ بان اي نقصان في الضغط البارومتري ينتج عنه اتساع لهواء التربة ويؤدي الى ان جزءاً من هذا الهواء يدخل الجو الخارجي فوق سطح التربة ، واي تغير في الضغط الجوي ينعكس ضمن مسام التربة. تم دراسة فعل الغسل الممكن طبقا لتغيرات الضغط البارومتري من قبل (Buckingham ، ١٩٠٤) . واظهرت النتائج بان نفوذ الهواء الجوي ضمن عمود التربة النفاذ ذو عمق (٧٦٢ سم) سوف تكون الكمية بحدود ٠,٣٠ – ٠,٥٦ سم وتعتمد على قيمة تغيرات البارومیتر. وعليه ، تظهر الانقلابات في الضغط الجوي تأثيرات قليلة على تهوية التربة ، حتى في حالة زيادة الجاهزية بين هواء التربة والجو، والتي تقدر ليس باكثر من $\frac{١}{١٠٠٠}$ في التهوية الاعتيادية للتربة يمكنها اعاقة التغيرات في الضغط الجوي .

ج - فعل الرياح

ربما يتوقع بان تاثير الضغط والسحب للرياح العالية سوف تبرز تاثيرات على تجديد هواء التربة ، رغم ان Romell اعطى بعض العناية والتركيز لهذه الحالة من تهوية التربة واستنتج من حساباته المستندة على سرعة الرياح بان فعل الرياح لايكون مسؤولا عن اكثر من $\frac{١}{١٠٠٠}$ من التهوية الاعتيادية للترب المزروعة بمحاصيل الخضر، وان هذه القيمة تكون اعلى من الترب غير المزروعة والترب غير المحمية والتي تكون تماما مسامية . اكثر التجارب الحديثة عن تاثير الدوامات الهوائية في نقل البخار في التربة تقترح بان كتلة الهواء الجاري ربما تكون اكثر من الهواء الاعتيادي المفترض . لوحظ بان الهواء مع سرعة الرياح (١٥٠ م / ساعة) يمكن ان تنفذ في الرمل الخشن وبقايا النباتات الى عمق عدة سنتمترات رغم ذلك فلايوجد صافي جريان الكتلة ، انقلاب (تغير) ضغط الهواء على سطح التربة ينتج في خلط الهواء ضمن السطح والذي يعزز النقل وراء ذلك طبقا للانتشار.

د- تاثير الامطار

مغاض ماء المطر الى التربة ربما يسبب تجديد لهواء التربة عن طريقين : الاول احلال الهواء في المسام بواسطة الماء والتي تحدد جزئياً مرة ثانية بالهواء. مع الهواء وحمل الاوكسجين المذاب في الماء ، يمكن تمييز التجديد الكامل لهواء التربة والذي يتبع فترة سقوط الامطار خاصة اذا كان الماء قادراً على احلال الجزء الرئيسي للهواء ضمن المسام والذي لايضرب بقوة خارج التربة بواسطة ماء الغيض. ان تجديد هواء التربة خلال الامطار المؤثرة تكون دورية ومعتمدة على توزيع الامطار وتصل لحدود $\frac{١}{١٢}$ - $\frac{١}{١٦}$ من التهوية الاعتيادية .

٥- الانتشار

ان الانتشار عبارة عن انتقال جزيئات الغاز خلال الوسط المسامي ، وطبقاً لنظرية الطاقة الكامنة للغازات ، فجزيئة الغاز تكون في حالة حركة في جميع الاتجاهات ، فيمكن خلط غازين عندما تكون الجزيئة لكل غاز لها القدرة على التحرك الى الفراغ

المشغول من قبل الغاز الاخر. هواء التربة يميل لاحتواء كمية من ثاني اوكسيد الكاربون اكثر من الاوكسجين عند مقارنتها مع الهواء الجوي. وعملية الانتشار في التربة تتكون اساساً من حركة ثاني اوكسيد الكاربون الى خارج التربة (الجو) وكذلك الاوكسجين من الجو الى التربة. فاذا كان هذا الفعل قد تم ووصل الى التعادل فسوف تكون مكونات هواء التربة مماثلة الى مكونات الجو، ويتم تقدير الانتشار باتباع مايأتي :

أ : قانون فكس Fick's law

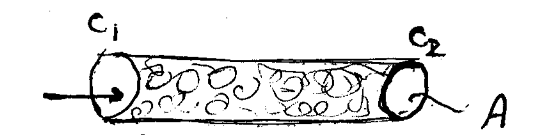
طبقاً لقانون فكس ، يكون الانتشار دالة لانحدار التركيز، معامل الانتشار للوسط ومساحة المقطع العرضي والذي له دور في الانتشار، والصيغة الرياضية لهذا القانون هي :

$$dQ = DA \left(\frac{dc}{dx} \right) dt$$

حيث ان dQ تمثل الكتلة الجارية (بوحدة مول) والمنتشرة خلال الوقت dt عبر مساحة A مقاسة بوحدة (سم٢) وانحدار التركيز يتمثل بـ $\frac{dc}{dx}$ بوحدة (مول / سم٣ . سم) وثابت التناسب لمعامل الانتشار D مقاسا بوحدة (سم٢ / ثا). ان التركيز لمسافة x يكون معتمداً على التركيز في الهواء الجوي ($C_x = C_0 + a_x$) حيث ان a هي قيمة ثابتة وان معامل الانتشار D تعتمد على خصائص الوسط فضلاً عن الغاز نفسه. معامل الانتشار للاوكسجين يكون حوالي ١,٢٥ مرة اكثر من ثاني اوكسيد الكاربون ومعدل الانتشار في الهواء لكلا الغازات تكون تقريباً (١٠,٠٠٠ مرة) اكثر من الماء. يلاحظ بان درجة الذوبان الكبيرة لثاني اوكسيد الكاربون في الماء تزداد مع انحدار التركيز وينتقل في الماء بمعدلات اعلى من الاوكسجين.

ب- الانتشار خلال الاوساط المسامية

يلاحظ بان مساحة المقطع العرضي لحجم المسام المؤثرة كانت اكثر العوامل اهمية في التاثير على انتشار ثاني اوكسيد الكاربون في التربة ، وبعبارة اخرى A في المعادلة الآنفة الذكر تحتاج الى معايرة لمسام التربة. اوضح(Buchingham، ١٩٠٤)بان معدل الانتشار يزداد مع مربع المسام الحرة ، حيث ان معدل الانتشار يكون بنقصان $\frac{1}{4}$ عند نقصان المسام



بمقدار النصف في حين درس(Penman ١٩٤٠ أ ١٩٤٠ ب) انتشار الغاز خلال الاجسام المسامية واستنتج أن معدل النقصان في انتشار البخار خلال الاجسام المسامية عند مقارنتها مع الهواء الحر تكون طبقاً للنقصان الحاصل في مساحة المقطع العرضي المتيسر لحركة جزيئات الغاز ، وعند زيادة طول ممر الجزيئات ، وذلك لان القنوات المؤثرة تكون ملتوية في طبيعتها ومعدل الانتشار للحالة المستقرة خلال المسام الصلب يعبر عنها رياضيا

$$\frac{dq}{dt} = \frac{D}{\beta} \quad A \quad \frac{P_1 - P_2}{L} \qquad \textit{Penman equation}$$

حيث ان β ثابت التناسب ، P_1 و P_2 الضغط الجزيئي للبخار على جانبي الجسم المسامي ذو الطول L ، وان الرموز الاخرى هي نفس الحدود السابقة ، وعند اخذ بنظر الاعتبار مساحة المقطع العرضي المتيسر للانتشار والممرات النشطة ، فالمعادلة تصبح :

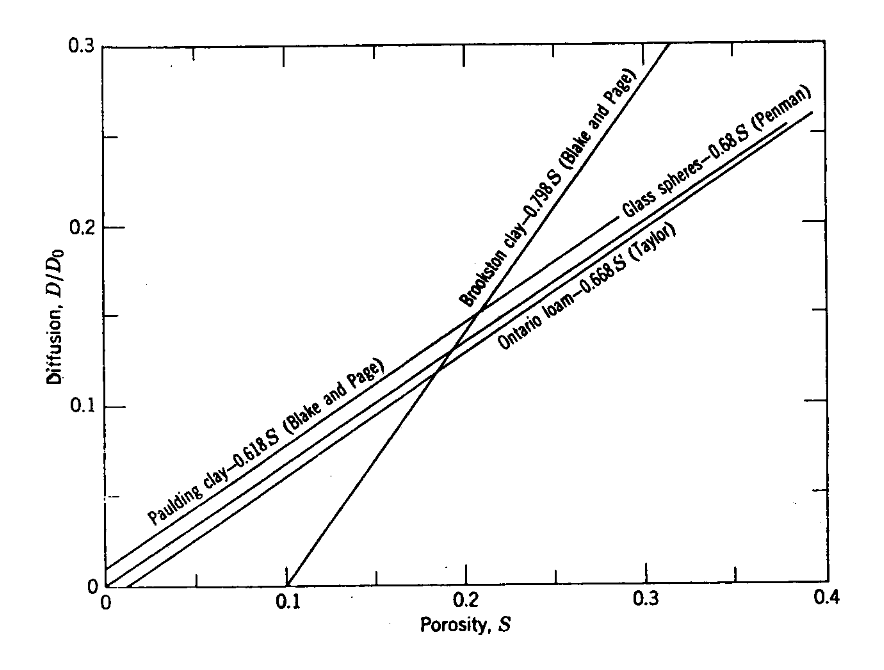
$$\frac{dq}{dt} = \frac{D_0}{\beta} \left[AS \frac{P_1 - P_2}{L_e} \right]$$

L_e هو الطول الحقيقي الذي تتحركه الجزيئات .

حيث ان معامل انتشار الهواء يتمثل بـ D_0 ، وفراغ المسام S او المقطع العرضي المتيسر، L_0 الطول الفعال للممر خلال الجزء الصلب ومن المعادلتين اعلاه نحصل دراسة

$$D = D_0 S \quad \frac{L}{L_e}$$

معدل الانتشار خلال الاوساط المختلفة اظهرت أنها ضمن حدود المنحني ويمكن رسمها لتوضيح العلاقة بين $\frac{D}{D_0}$ و S ومثل هذا المنحني يوضح أن $\frac{D}{D_0}$ تساوي 0.66S . حيث لاحظ Penman أن الحالة المستقرة نادرة الاحتفاظ في التربة ، وان اطلاق الغازات نتيجة لنشاط احياء التربة الدقيقة ، فضلاً عن قوة الادمصاص للغازات في المساحات الاخرى . تم قياس انتشار الغازات بصورة مباشرة في التربة باستعمال Carbon bisulfide لـ 22 نموذج من طين Paulding من قبل (Black وPage ١٩٤٨ ووجدوا أن $\frac{D}{D_0}$ كانت مساوية 0.618S لخمسة عشر نموذجا من الطين Brookstan وهذه القيمة 0.798S كما موضحة في الشكل (٩ – ٣) ، يلاحظ من الشكل ان المنحني للطين Brookston



شكل (٩ – ٣) علاقة الانتشار مع مسامية التربة .

لايصل الى نقطة الاصل ويمكن مدها الى نقطة الاصل عند حدود ١٠٠ ٪ من المسامية . وهذا السلوك يكون صفة لطبيعة الحبيبات التي تحتوي عدة مجاميع من المسام والموزعة ضمن المسامية الهوائية الكلية . لقد حورت معادلة Penman بدرجة قليلة من قبل (Taylor ، ١٩٤٩)وتوصل الى الصيغة الآتية :

$$D = \frac{1}{\lambda^2} D_0$$

حيث ان λ تمثل مسافة الانتشار المكافئ والذي ياخذ ابعاد وحدة الطول . ويصف فيها التربة او المواد الاخرى والتي قد تعين انتشار وانتظام الغازات ، وعليه فالانتشار الحر خلال الانابيب يكون مكافئاً للانتشار الذي يحدث في اي وسط مسامي له مساحة مقطع عرضي معين بافتراض ان جميع العوامل الاخرى تكون ثابتة . يلاحظ أن طول الانبوب المكون من وحدة المقطع والذي يحدث خلاله الانتشار الحر سوف يجهز

الاوكسجين الى اي نقطة معينة وبنفس المعدل كما يجهز بواسطة التربة ، حيث ان $\frac{1}{\lambda^2}$ تكون بنفس العامل $\frac{D}{D_0}$ في معادلة Penman .

تغيرات الضغط الجزئي للاوكسجين الناتج يكون خط مستقيم عندما يكون $\log\frac{P_0}{P_0 - P}$ مرسوم كدالة للزمن وهذه الحقيقة استعملت تجريبيا لتطور النظرية ولاحظ Taylor أن قيمة $\frac{1}{\lambda^2}$ او $\frac{D}{D_0}$ لترب Ontario المزيجية كانت 0.668S وقورنت نتائجه مع النتائج المتحصل عليها بمعادلة Penman . وكل من and Black and Page في الشكل اعلاه (٩–٣):المهم ملاحظة ان جميع هذه القيم تعود الى المسامية الفعالة والتي تكون اقل من ٠,٤ ولوحظ ايضا أن المنحني الخاص بمعادلة Penman والذي يتبع العلاقة $\left(\frac{D}{D_0} = aS\right)$ وبقية الثلاث منحنيات يكون معبرا عنها بالعلاقة $\left(\frac{D}{D_0} = aS+b\right)$ وعلاقة الانتشار بالمسامية يعبر عنها بالمعادلة الآتية :

$$\frac{D}{D_0} = S^{3/2}$$

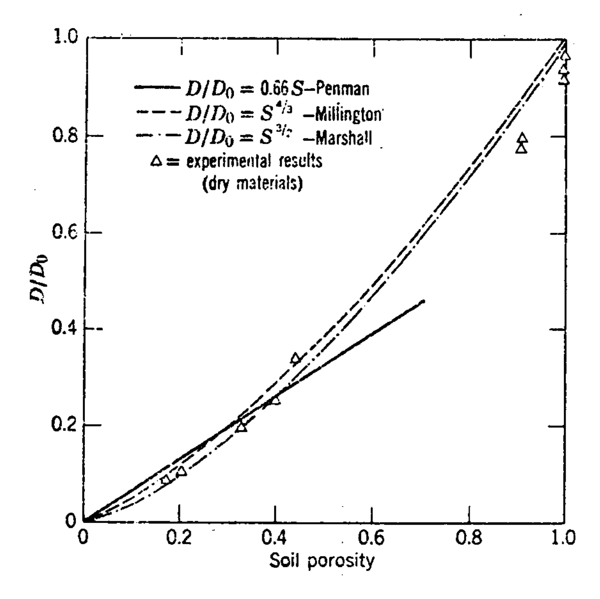
واختلاف هذه المعادلة عن معادلة Penman ليس كبيرا عندما تكون S اكبر من ٠,٧ حيث ان المسامية العالية تعطي فرصة اكبر لاستمرارية المسام. عد Millington (١٩٥٩) كل من جريان الكتلة والانتشار كدالة لمساحة المقطع العرضي المتيسر للجريان وطول الممر (الالتواءات) يزداد ، وتعتمد هذه المساحة على حجم المسام الموزعة ضمن التربة وحددت نتيجة لذلك معادلة Penman واصبحت في الصيغة

$$\frac{D}{D_0} = S^{4/3}$$

واعطت معادلة Millington علاقة خطية لكل من $\frac{D}{D_0}$ والمسامية المملؤة بالغازات وطبقا للتغيرات المتعلقة بتوزيع الحجم واستمرارية المسام تحدث عندما تتغير المسامية الكلية طبقا لجفاف الجزء الصلب. وعندما تكون المسامية المملوءة بالغاز متاثرة بواسطة المحتوى الرطوبي (الشكل ٩– ٤) الموضح لهذه النتيجة والتي كانت مشابه لمنحني Marshal و Millington . وفي ١٩٥١ و ١٩٥٢ Van Bavel طور نظرية تهوية التربة واعتمد ليس على الضغط الجزئي للبخار ومعدل الانتشار لكن ايضا اخذ بنظر الاعتبار

استهلاك الغاز خلال العمليات الدايناميكية للتنفس الذي يحدث في التربة ، واطلق على هذا المعدل النشط للانتشار وفي الحالة المستقرة اصبحت المعادلة

$$\frac{\partial^2 P}{\partial X^2} = \frac{\beta}{D} \cdot \alpha$$

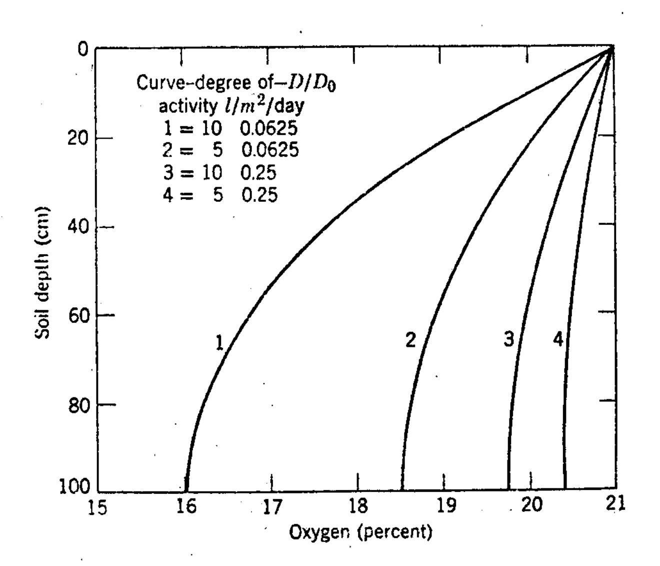


شكل (٩– ٤) علاقة الانتشارية في الاوساط المسامية مع مسامية التربة (عن Papendick and Punkles 1965:).

حيث تمثل X مسافة الانتشار و D تمثل انتشار الغاز في الهواء او في الوسط المسامي والذي يكون مكافئاً الى $\left(\frac{D}{S}\right)$ في معادلة Penman ، β ثابت يعتمد على درجة الحرارة ويتناسب عكسيا مع المسامية الفعالية ويعبر عنها بوحدة الكتلة لكل وحدة الحجم من التربة لكل وحدة زمن . توضح هذه المعادلة بان معدل التغير في الضغط الجزئي لهواء التربة يكون متناسب طرديا مع نشاط الغاز وعكسيا مع اعاقة الانتشار المعينة $\left(\frac{\beta}{D}\right)$ ، وان انتشار الغاز يكون معتمدا على طبيعة الغاز ، الحرارة والضغط وليس على خصائص التربة . ان الانتشار يجب ان يعتمد اساسا على النسبة بين تغير الكتلة وتغير الضغط الجزئي وان دور المسامية الفعالة يكون معبرا عن تغير الكتلة التي تحدث كنتيجة للتغير في المحتوى الرطوبي والانضغاط . ان احد النقاط التي تطورت من هذه النظرية تكون غير مهمة نسبياً لظروف

الطبقة السطحية في تاثيرها على قيمة عملية الانتشار. والعامل المعنوي يتمثل بالعمق الكلي النشط للتربة وخصائص اعمق جزء من هذه الطبقة. فعندما يكون عمق سطح الطبقة مضغوطاً او هشاً كبيرا بالمقارنة مع العمق النشط الكلي للتربة التي لها اعاقة انتشار معينة ولها دور مهم في الانتشار.

لقد وجد عند دراسة انتشار الكحول خلال رمل الكوارتز والترب الرملية المزيجية أن قيمة $\frac{D}{D_0}$ كانت اكثر تقاربا من ان تساوى 0.6S لقد تم حساب انحدار تركيز الاوكسجين في مقد التربة المتاثر بواسطة التغيرات في مقاومة الانتشار ونشاط وتنفس الجذور من قبل Currie ١٩٦٢ وبمساعدة معادلة Van Bavel والنتائج التي حصل عليها موضحة في الشكل (٩- ٥).



شكل (٩- ٥) مقد الاوكسجين في التربة وعلاقته بدرجة النشاط والمقاومة للانتشار (عن Currie, 1962).

فالنقصان الكبير في الاوكسجين مع العمق يحدث في مقد التربة التي لها مقاومة عالية وتنفس كثير فاذا كان العمق ٥٠ سم للمقارنة في قيمة الاوكسجين، فالمعلومات تشير الى أن مضاعفة النشاط تحت ظروف المقاومة العالية تكون عند نقصان المحتوى الاوكسجيني بمقدار ١٠٪، اما عند المقاومة الواطئة للانتشار، فيكون النقصان ٢٪ فقط من جهة

ثانية قلة معدل الانتشار بمقدار $\frac{١}{٤}$ عند النشاط العالي يؤدي الى نقصان محتوى الاوكسجين بمقدار ١٤,٤٪ وهذا النقصان يكون ٧٪ عند مستويات النشاط الواطئ، ويوضح المنحنى أن معدل التنفس له تاثير قليل على تركيز الاوكسجين عند الاعماق الواطئة عندما تكون هناك مقاومة واطئة للانتشار. وعلى كل حال، فكلاهما يجب تقييمه للحصول على صورة واضحة لحالة التنفس في التربة مع العمق.

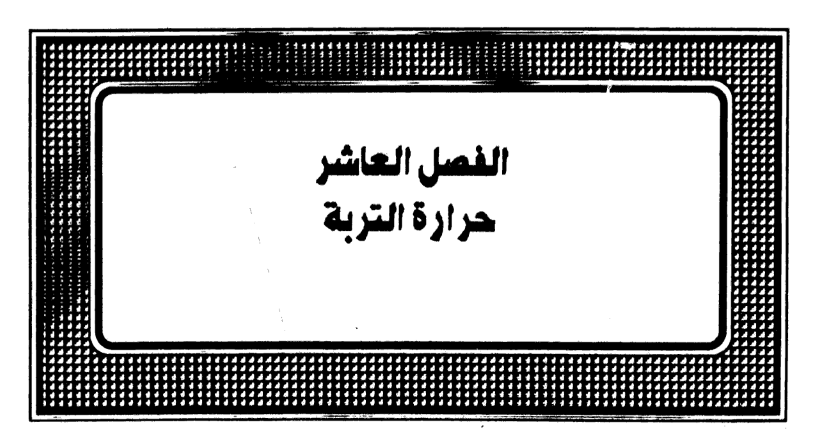
٦- علاقة الجذر بتهوية التربة:

لفهم تهوية التربة وعلاقتها بالنبات، يجب معرفة علاقة الاوكسجين الخارجية لسطح الجذر وهذه تتضمن احتياجات جذر النبات للاوكسجين وصفاتها فضلاً عن قوة تجهيز الاوكسجين. حيث ان تنفس الجذر يكون مهماً في التاثير على معامل الانتشار النشط، وتقديراته لكمية الاوكسجين التي تنتشر على سطح الجذر (Lemon، ١٩٦٢ و Currie، ١٩٦٢). تكون السيطرة على تجهيز الاوكسجين والتي تصل الى سطح الجذر بواسطة معدل الغازات المتبادلة بين هواء التربة والجو، وانتقال الاوكسجين من مسام التربة الى سطح الجذر وهذه تحدث خلال الغشاء المائي المتواجد حول جذور النبات ودقائق التربة التي تعني بان انتشار الاوكسجين يجب ان تحدث خلال الحالة السائلة. عرض كل من Wiegand و Lemon (١٩٥٨) المعادلة الآتية لتوضيح تجهيز الاوكسجين الى جذور النبات

$$C_R = C_p + \frac{qR^2}{2D_e} \text{lin} \frac{R}{r_e}$$

حيث ان C_R يمثل تركيز الاوكسجين على سطح الجذر بوحدة (غم / سم^3)، C_p تركيز الاوكسجين لحالة التعادل عند سطح تداخل الحالة السائلة- الغازية مع الضغط الجزئي للاوكسجين في الحالة الغازية بوحدة (غم / سم^3)، q هي استهلاك الاوكسجين من قبل الجذر بوحدة (غم / سم^3. ثا)، R هي نصف قطر الجذر (سم)، r_e هي نصف قطر الجذر مضافا اليها الغشاء المائي (سم)، D_e تمثل معامل الانتشار في التربة ذات المحتوى الرطوبي المحدد حول الجذر (سم^2. ثا). اقترح كل من Kristensen و Lemon (١٩٦٤) بان الحالة الهندسية حول الجذر تتكون من الدقائق الصلبة والتي تكون عشوائية عند احاطتها بواسطة الاغلفة المائية. ولوحظ بان الانتشار يحدث في الممر ذو الاطوال المختلفة

والالتواءات خلال الاغشية . وان الحدود D_e ، r_e و R في المعادلة الآنفة الذكر تكون ظاهرية او نشطة بقيمتها وترتبط بالمحتوى الرطوبي والمسامية . وقيمة D_e تقدر بواسطة حجم المسام المشغولة بالماء وشكلها ، التواءاتها ومساحة المقطع العرضي الحر. ورغم ذلك فان الاغشية المائية توضح فقط جزء صغير من الطول الكلي لممر الانتشار بين سطح التربة وسطح الجذر الطولي النشط والذي يكون بازدياد تقريبا (١٠,٠٠٠ مرة) بسبب المعامل الصغير للانتشار في المحلول(Currie ، ١٩٦٢). هذه توضح حقيقة ان تركيز الاوكسجين واختلافاته عبر الاغشية المائية ذات السمك (١ ملم) ربما تكون (١٠ مرات) اكثر مما هي عليه عبر المسافة نفسها من فراغ المسام المملوء بالهواء .



الفصل العاشر
حرارة التربة

١ – الصفات الحرارية للتربة

أ– السعة الحرارية

ان الحرارة النوعية لاية مادة يمكن تعريفها بانها عدد السعرات الحرارية اللازمة لرفع درجة حرارة غرام واحد درجة مئوية واحدة ، والسعة الحرارية لاية مادة تكون مساوية الى حرارتها النوعية مضروبة في كتلتها ، ولهذا فالحرارة النوعية للماء تكون وحدة واحدة وجميع المكونات الخاصة بالتربة لها حرارة نوعية اقل بكثير من الحرارة النوعية للماء وبعض المعلومات التي توصل اليها كل من (Lang ، ١٨٧٨ و Ultrich ، ١٨٩٤) عن قيم الحرارية النوعية لمكونات التربة موضحة في الجدول (١٠ – ١) . يلاحظ من الجدول أن قيمة الحرارة النوعية للكوارتز اقل من مكونات التربة الرئيسية ، وان الهيومس (الدبال) له اعلى قيمة ماعدا الماء ، وان معدن الطين المنيوسليكات الكاوولين له حرارة نوعية اعلى من الكوارتز. وبسبب ان الكوارتز، سليكات الالمنيوم ، الماء والدبال هي من المكونات الرئيسية لمعظم الترب ، فيكون من الواضح بان الدبال والماء سوف يؤثران على الحرارة النوعية . ويمكن حساب الحرارة النوعية للتربة C_s من حاصل جمع الحرارة النوعية للمكونات المفردة مضروبة في كتلتها

$$C_s = C_1M_1 + C_2M_2 + C_3M_3 + \dots + C_nM_n \,(\mathrm{Cal / gm\ ^\circ C})$$

ان السعة الحرارية لمكونات التربة تكون مساوية الى الحرارة النوعية مضروبة × كثافتها (كثافة المواد) والسعة الحرارية للتربة لكل وحدة حجم يمكن حسابها من المعادلة الاتية .

$$C_s = C_sX_s + C_wX_w + C_aX_a + \dots + C_nX_n \,(\mathrm{Cal / cm^3\ ^\circ C})$$

جدول (١٠ – ١) الحرارة النوعية لمكونات التربة المختلفة.

نوع المعدن	الحرارة النوعية			
	Lang (1878)	Ulrich (1891)	Kersten (1949)	Bowers and Hanks (1962)
الكوارتز (الرمل الخشن)	٠,١٩٨	٠,١٩١	٠,١٩٠	٠,١٩٠
الكوارتز (الرمل الناعم)	٠,١٩٤	٠,١٩٢	٠,١٩٧	—
الكوارتز (الدقيق ، المسحوق)	٠,٢٠٩	٠,١٨٩	—	—
الكاوولين	٠,٢٣٣	٠,٢٢٤	—	—
الفلدسبار	—	١٩٤ – ٠,٢٠٥	٠,١٩٠	٢١٠ – ٠,٢٢٠
المايكا	—	٠,٢٠٦ – ٠,٢٠٨	—	—
ابتيايت	—	٠,١٨٣	—	٠,٢٢
دولومايت	—	٠,٢٢٢	—	٠,٢٣
اوكسيد الالمنيوم	٠,٢١٧	—	—	—
اوكسيد الحديديك	٠,١٦٣	٠,١٦٥	—	—
الدبال	٠,٤٧٧	٠,٤٤٣	—	—
الترب الرملية الكلسية	٠,٢٤٩	—	—	—
الترب الرملية الدبالية الكلسية	٠,٢٥٧	—	—	—
ترب الحدائق	٠,٢٦٧	—	—	—
الطين	—	—	—	٠,٢٧
الطين الغريني	—	—	—	٠,٢٦
الغرين المزيجي	—	—	٠,١٦٤ – ٠,١٩٤	—

حيث ان C_s تمثل السعة الحرارية للتربة X_a, X_w, X_s تمثل حجم الجزء الصلب لمواد التربة ، الماء والهواء على التوالي و C_a, C_w, C_s تمثل السعة الحرارية للمواد اعلاه على التوالي. وبسبب ان المواد الصلبة تتكون من المعادن والمادة العضوية والتي تكون سعتها الحرارية لكل وحدة حجم تقريباً (٠,٤٦ ، ٠,٦٠) على التوالي وبسبب ان مكونات الهواء في المعادلة الاخيرة تكون صغيرة جداً ولكي تكون معنوية ، يمكن تبسيطها كما يأتي :

$$C_s = 0{\cdot}46X_m + 0{\cdot}60X_0 + X_w$$

حيث ان X_w, X_0, X_m تمثل حجم اجزاء المعادن والمادة العضوية والماء على التوالي.

يلاحظ ان السعة الحرارية للترب الرطبة تعتمد على المحتوى الرطوبي للتربة ، تركيب حبيبات التربة والمادة العضوية الموجودة في التربة ويمكن ملاحظة ذلك من العلاقة الاتية :

$$C_v = \rho_{wetsoil} C_p = \rho_b (1 + \theta_m) C_p$$

حيث تمثل C_v السعة الحرارة على اساس الحجم ، C_p السعة الحرارية على اساس الكتلة ، θ_m المحتوى الرطوبي على اساس الكتلة وان ρ_b, ρ_w هي كثافة الماء والتربة الظاهرية على التوالي. ويمكن كتابة المعادلة اعلاه بالصيغة الاتية :

$$C_v = \rho_b (\bar{C}_p + \theta_m C_{pw})$$

حيث تمثل $\bar{C}_p$ معدل السعة الحرارية النوعية لدقائق التربة ، C_{pw} الحرارة النوعية للماء (التي تعرف بانها كمية الحرارة اللازمة لرفع درجة حرارة ١ غم من الماء درجة مئوية واحدة وتكون مساوية الى ١ سعرة لكل غرام لكل درجة حرارية مئوية). اما الحرارة النوعية لدقائق التربة والتي تكون مساوية الى ٠,٢ سعرة لكل غرام لكل درجة مئوية واحدة. وعند التعويض عن هذه القيم في المعادلة اعلاه نحصل على

$$C_v = \rho_b (0{\cdot}2 + \theta_m) = \text{Cal / gm °C}$$

وعند ربط المعادلات اعلاه نحصل على

$$C_p = \frac{0{\cdot}2 + \theta_m}{1 + \theta_m} = \text{Cal / gm °C}$$

وفي النهاية نحصل على

$$C_v = 0{\cdot}2\rho_b + \theta_v$$

ان كمية الحرارة Q_d اللازمة لرفع درجة حرارة حجم معين من التربة V من درجة حرارة معينة الى درجة حرارية اخرى يتم حسابها كما في المعادلة الاتية :

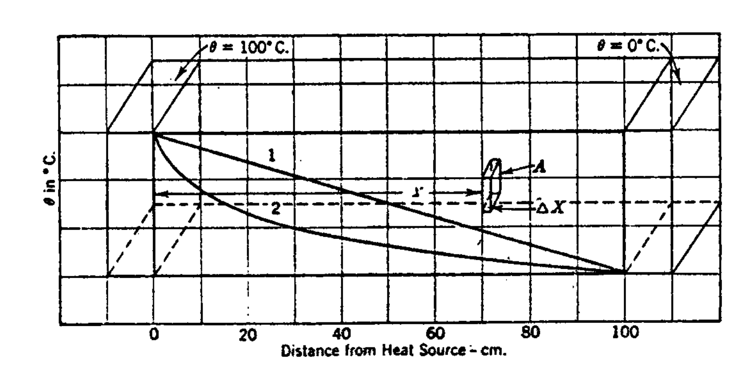
$$Q_d = C_v V (T_2 - T_1) = C_v V \Delta T$$

ب- الايصالية الحرارية والانتشار

١- نظرية التدفق الحراري (الجريان الحراري)

لفهم التدفق الحراري خلال مادة معينة ، دعنا نتتبع الفكرة العامة المستعملة من قبل (Patten ، ١٩٠٩) وذلك باخذ قضيب معدني بطول (١٠٠ سم) ويوضع بتلامس مع مصدر حراري. ونتيجة لهذه الظروف من الجريان المستقر للحرارة ، تكون احدى النهايات عند درجة حرارية مقدارها (١٠٠ مْ) والنهاية الاخرى عند صفر درجة مئوية كما موضح في المنحنى (رقم ١) شكل (١٠ - ١). ولغرض حساب كمية الحرارة الجارية خلال اي جزء من القضيب ، فاذا كان هناك مقطع مستطيل ضمن القضيب يبعد مسافة X من النهاية الساخنة ، تصور مقطع صغير مستطيل الشكل ومساحة المقطع العرضي لهذا الجزء A ذو السمك ΔX (تغير صغير جداً في المسافة). فاذا كانت θ حرارة وجه هذا المقطع عند X ، فجريان الحرارة لكل وحدة زمن خلال السطح A سوف تكون مساوية الى

$$\theta = -KA\left(\frac{d\theta}{dx}\right)$$



شكل (١٠ - ١) تدفق الحرارة خلال التربة.

حيث ان الانحدار الحراري يتمثل $\left(\frac{d\theta}{dx}\right)$ او التغير في θ مع المسافة عن المصدر الحراري ، K تمثل الايصالية الحرارية للمواد وان الاشارة السالبة تمثل نقصان الحرارة عند زيادة المسافة x . وهذا التعبير البسيط عن حالة الجريان الحراري من النطاق الحار الى

النطاق البارد للقضيب يزداد طردياً مع الايصالية للمواد. مساحة المقطع العرضي والتي خلالها يحصل الجريان الحراري والاختلافات الكبيرة في الحرارة بين النهاية الحارة والباردة. بصورة عامة، الايصالية الحرارية تعرف بانها كمية الحرارة التي تجري خلال وحدة مساحة ذو وحدة سمك في وحدة زمن تحت وحدة انحدار حراري. لهذا فحرارة السطح عند مسافة $X + \Delta X$ من المصدر الحراري سوف تكون اوطأ او اقل منها عند X وسوف تكون مساوية الى $\left[\theta - \left(\frac{d\theta}{dx}\right)\Delta X\right]$ وبسبب $\frac{d\theta}{dx}$ تكون المعدل والتي عندها النقصان الحراري يحصل مع زيادة المسافة X من المصدر الحراري. وعليه فان معدل النقصان مضروب في المسافة ΔX والتي عند الانخفاض في الحرارة سوف تعطي الانخفاض الكلي في الحرارة عند مرورها من X الى $X+\Delta X$، وفي هذه الحالة ΔX تكون صغيرة جداً وان هذا الانخفاض في الحرارة ربما يعد ثابتاً عبر هذه المسافة، ونتيجة لذلك فجريان الحرارة خلال السطح من المقطع عند $X+\Delta X$ سوف تكون مساوية الى

$$\frac{d\theta}{dt} = -KA\left[\frac{d}{dx}\left(\theta - \frac{d\theta}{dx}\right)\Delta X\right]$$

فالتعبير ضمن الجزء الخارجي تكون ببساطة معدل التغير في الحرارة عند $X + \Delta X$، وبسبب ان الحرارة عند $X + \Delta X$ تكون اقل من تلك التي عند X وسوف تكون اقل حرارة تترك المقطع المستطيل الشكل من دخولها له وهذا الاختلاف يعطي التعبير الاتي:

$$\frac{d\theta}{dt} = -KA\left(\frac{d\theta}{dx}\right) - \left[-KA\left(\frac{d}{dx}\left(\theta - \left(\frac{d\theta}{dx}\right)\Delta X\right)\right]\right.$$

والتي يمكن اختزالها الى

$$\frac{d\theta}{dt} = -KA\,\frac{d^2\theta}{dX^2}\,\Delta X$$

ان المقطع $\frac{d^2\theta}{dx^2}$ تكون معدل التغير في الانحدار الحراري او التعجيل في تغير الحرارة مع المسافة، تحت الانحدار الثابت للحالة المستقرة. فهذا التعجيل يكون صفراً ولا يكون هناك اختلاف بين كمية الحرارة الداخلة والخارجة من هذا المقطع.

فاذا اعتبرنا ان الشكل (١٠ - ١) يمثل مربع من التربة وقبل وصول الحالة المستقرة ، فالحرارة عند كل نقطة في التربة تكون متغيرة طبقاً للمنحنى (2) وتحت هذه الظروف ان الجريان الحراري نحو احد الجهات من المستطيل لاتكون نفسها والتي تتركه عند الوجه الاخر وعند الافتراض بان متوسط الحرارة للمقطع ترتفع بواسطة كمية صغيرة $d\theta$ في وحدة الزمن الصغيرة dt . لهذا فكمية الحرارة اللازمة لرفع درجة حرارة نفس المقطع لكل وحدة زمن تكون مساوية الى :

$$AC\left(\frac{d\theta}{dt}\right)\Delta X$$

حيث ان C تمثل السعة الحرارية للتربة (والتي تساوي الحرارة النوعية الفعالة للتربة× الكثافة الظهرية) . في هذا التعبير نلاحظ ان كمية الحرارة التي نحتاجها تكون مساوية الى حجم المقطع ($A\,\Delta X$) مضروبة في السعة الحرارية (C) في التغير الحراري $\left(\frac{d\theta}{dx}\right)$ فاذا كانت التربة معزولة عن المحيط الخارجي فانها سوف لاتفقد الحرارة اثناء عملية العزل وعليه :

$$AK\left(\frac{\partial^2\theta}{\partial X^2}\right)\Delta X = AC\left(\frac{\partial\theta}{\partial t}\right)\Delta X$$

$$\frac{K}{C}\left(\frac{\partial^2\theta}{\partial X^2}\right) = \frac{\partial\theta}{\partial t}$$

حيث تمثل هذه المعادلة الظواهر المتعلقة بحساب الايصالية الحرارية K من معلومات السعة الحرارية الفعالة C ، معدل التغير في الانحدار الحراري $\left(\frac{\partial^2\theta}{\partial X^2}\right)$ والتغير في الحرارة عند نقطة معينة مع الزمن $\left(\frac{\partial\theta}{\partial t}\right)$. حيث ان الأنتشار يتمثل بالنسبة بين الايصالية الحرارية K والسعة الحرارية الفعالة C والتي تساوي $\left(\frac{K}{C}\right)$ والتي تكون عبارة عن التغير الحراري والذي يحدث في اي جزء من التربة عند جريان الحرارة اليها من الطبقات المتجاورة ، ويكون التغير في الحرارة (مْ) في ١ ثانية عندما يكون الانحدار الحراري متغيراً بدرجة مئوية واحدة لكل سم٣ (١ مْ/ سم٣). في بعض الاحيان يمكن تمييز نظرية

الايصالية الحرارية ببساطة عند اعتبارها ممثلة كمقطع مستطيل (الشكل ١٠ − ١) وعند اعتبار ان درجة الحرارة عند كل جانب من المقطع مساوية الى T_1 و T_2 وسمك المقطع d وكمية الحرارة الجارية عبر زمن معين Q ، فمعدل الحرارة الجارية لكل وحدة مساحة تكون $\left(\frac{Q}{At}\right)$ والانحدار الحراري $\frac{T_1 - T_2}{d}$ ونتيجة لذلك فالايصالية الحراري تساوي

$$K = \frac{\frac{Q}{At}}{\frac{(T_1 - T_2)}{d}} = \frac{Qd}{At(T_1 - T_2)}$$

ومن الملاحظ ان هذا القانون يشبه قانون دارسي لحساب الايصالية المائية للتربة ماعدا خصوصية الاستعمال والتطبيق.

وبسبب ان التربة وسط حبيبي يتكون من الحالة الصلبة والسائلة والغازية ، فان الايصالية الحرارية سوف تعتمد على الصفات الحجمية لهذه المركبات (الحجم وانتظام الدقائق الصلبة ، وعلاقة التداخل بين الحالة الصلبة والسائلة). يلاحظ بان الايصالية الحرارية للكوارتز تصل الى (٢٦,٣ × ١٠−٣ سعرة./سم.ثا.مْ) عند قياسها بصورة متوازية الى المحور البلوري وتصل (٠٠, ١٦ × ١٠−٣ سعرة/سم. ثا. مْ) عند قياسها بصورة عمودية على المحور البلوري وهذه القيم لكل من الماء والهواء هي (١,٤ × ١٠−٣ و ٠,٠٦ × ١٠−٣ سعرة/ سم. ثا. مْ) على التوالي والتي تؤدي الى جعل نسبة الايصالية الحرارية (٣٣٣ : ٢٣ : ١) لكل من الكوارتز، الماء والهواء على التوالي. من هذا يلاحظ بان الايصالية الحرارية تتاثر ببعض الخصائص الفيزيائية للتربة والتي تشمل :

أ− نوع التربة والمسامية

يلاحظ بان الايصالية الحرارية للترب المختلفة تتبع التسلسل الاتي (الرمل > الغرين > الطين > المادة العضوية). ان الجدول (١٠ − ٢) يبين نتائج عدة بحوث والتي لها علاقة بتاثير نوع التربة على الايصالية الحرارية. رغم ان الايصالية الحرارية لمكونات المعادن (الحالة الصلبة) تكون متبعة نفس التسلسل في القيم (Simth ، ١٩٣٢) ، يلاحظ بان هذه الاختلافات في الايصالية الحرارية متعلقة بدرجة التراص والمسامية

جدول (١٠ – ٢) الخصائص الحرارية للترب المختلفة

نوع التربة	الايصالية الحرارية (سعرة / سم. ثا. م × ١٠^{-٣})				الانتشارية الحرارية (سم²/ ثا × ١٠^{-٣})		
	Van Sehwarz (١٨٧٩)	Geiger (١٩٦٥)	Nakshabaudi and Kohnke (١٩٦٥)	Van Duin (١٩٦٣)	Van Duin (١٩٦٣)	Nakshabaudi and Kohnke (١٩٦٥)	Geiger (١٩٦٥)
رمل رطب	١٠٠	٤,٠٠	*٤,٣٥	++٣,٧٠	++٤,٤	*١٢,٦	٧,٠٠
رمل جاف	٨٥,٥	٠,٥٥	٠,٣٥	٠,٣٧	١,٧	١,٥	٣,٥
طين رطب	٩٠,٣	٣,٥٠	+١,٤٠	++٣,١٨	++٣,٧	+٣,٢	١١,٠
طين جاف	٧٤,٣	٠,١٧	٠,٢٥	٠,٣٧	١,٨	١,٥	١,٢
غرين مبلل	٩٩,٣	—	-٤,٢٥	—	—	-٦,٠٠	—
غرين جاف	٨٣,٣	—	٠,٤٥	—	—	١,٨	—
	٥٨,٨	٠,٨٥	—	—٠,٨٢	—١,٢	—	١,٢
	١٥,٥	٠,٢٠	—	٠,١١	١,٣	—	٢,٠

* النسبة المئوية لدرجة التشبع بالماء ٢٣٪

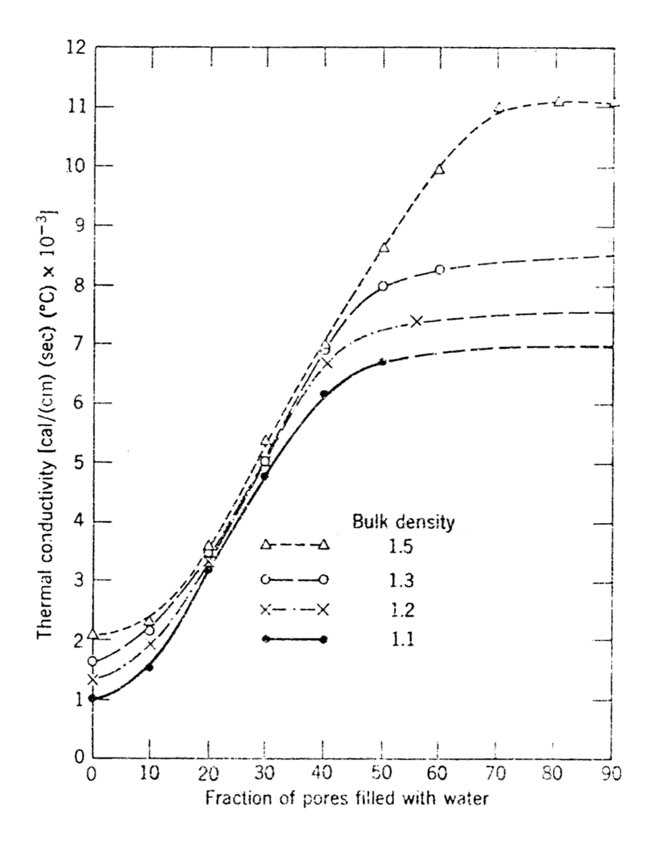
+ النسبة المئوية لدرجة التشبع بالماء ٣٨٪

– النسبة المئوية لدرجة التشبع بالماء ٧٥٪

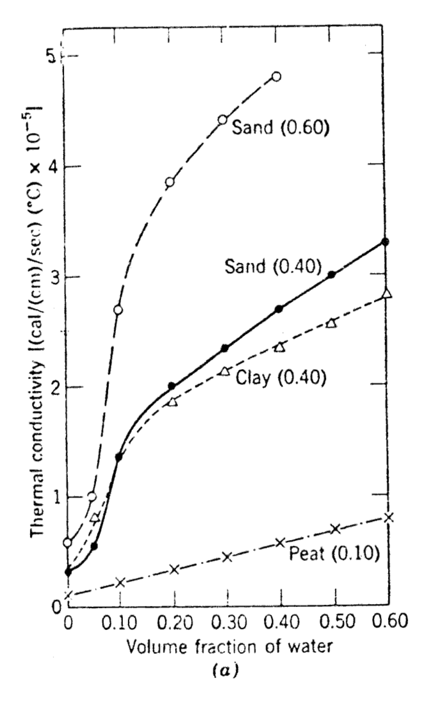
++ النسبة المئوية لدرجة التشبع بالماء ١٠٠٪

— النسبة المئوية لدرجة التشبع بالماء ٦٦,٦٦٪

للنظام ، ولهذا فالايصالية الحرارية تضمحل مع نقصان حجم الدقائق طبقاً لاختزال السطح المتلامس بين الدقائق والتي خلالها سوف تكون الحرارة جاهزة للجريان. لاحظ Patten (١٩٠٩) ان الايصالية الحرارية للكاربوريندم كان اقل بحدود ٧٠٪ عند نقصان حجم الدقائق من ٤٥٠– الى ٦ ملمكرون ، ولدقائق الكوارتز كان ١/١٥ ، ١/٢٠ ، من ذلك لكتلة صلدة من الكوارتز. ان زيادة الكثافة الظاهرية يقلل من مساميتها ومن ثم يؤدي الى زيادة التلامس الحراري بين الدقائق الصلبة . ان الكمية الواطئة لايصال الهواء تكون مختزلة وان الايصالية الحرارية تزداد . ان تاثير انضغاط التربة على الايصالية الحرارية موضحة في الشكل (١٠ – ٢) و (١٠ – ٣)

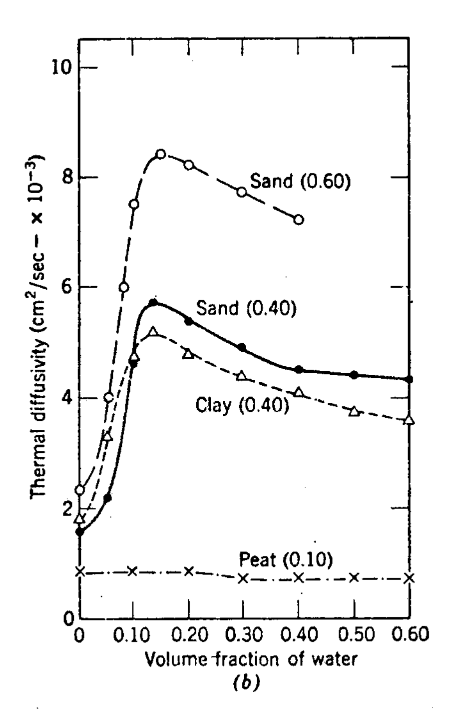


شكل (١٠ – ٢) تاثير الايصالية الحرارية بكثافة التربة والمحتوى الرطوبي (عن : Van Rooyen and Winterkorn, 1959).



شكل (١٠ – ٣) تاثير الماء على الايصالية الحرارية (عن : Van Duin, 1963).

لترب الجيرنوزيم ، ويلاحظ عند زيادة الكثافة الظاهرية للتربة الجافة من ١,١ – ١,٥ غم / سم٣ تقل المسامية من ٥٩ – ٤٣٪ ومن ثم تؤدي الى زيادة الايصالية الحرارية من ١,– × ١٠–٣ الى ٢,١ × ١٠–٣ سعرة/سم ثأم. وبمعنى آخر، ان نقصان المسامية بمقدار ٢٧,١٪ ينتج عنه مضاعفة الأيصالية الحرارية وهذا ما توصل اليه كل من Van Rooyen and Winterkorn ، (١٩٥٩) وفي (١٩٦٣) توصل Van Duin الى ان نقصان المسامية بمقدار ٥٠٪ للرمل (فضلاً عن الطين) أدت الى مضاعفة الايصالية الحرارية والتي قد ادت الى زيادة مقدارها بنسبة ٣٣٪ في انتشار الحرارة للرمل الجاف كما في الشكلين (١٠ – ٣) ، (١٠ – ٤) على التوالي.



شكل (١٠ – ٤) تاثير الماء على الانتشارية الحرارية (عن : Van Duin, 1963).

ب – المحتوى الرطوبي

ان الزيادة في الايصالية الحرارية كنتيجة لرفع الكثافة تكون صغيرة مقارنة مع الترب المضغوطة نتيجة لاضافة الماء. حيث ان الاغشية المائية عند نقطة التلامس بين الدقائق لاتؤدي الى تحسين التلامس الحراري بين الدقائق فقط ولكن ايضا لاحلال الهواء في الفراغ المسامي للماء والتي تكون تقريبا (٢٠ مرة) عند مقارنتها مع الايصالية الحرارية للهواء. حيث يتضح من الشكل (١٠–٢) والشكل (١٠–٣) الزيادة السريعة في الايصالية الحرارية والانتشار كنتيجة لارتفاع النسبة المئوية للماء في فراغ المسام. ان اعظم زيادة في معدل الايصالية الحرارية تحدث عند المستويات الواطئة من المحتوى الرطوبي. فاذا كانت الايصالية الحرارية للترب الجافة (الشكل ١٠–٢) مع الكثافة الظاهرية ١ : ١ تعد مساوية الى ١٠٠ ، فالايصالية الحرارية عند الكثافة ١,٢ ، ١,٣ ، ١,٥ تكون مساوية الى ١٣٠ ، ١٦٥ و ٢١٠ سعرة/سم.ثا مْ على التوالي. وعندما يكون فراغ المسام

٢٥٪ مملوءاً بالماء ، فالايصالية الحرارية النسبية (٤ : ١ طين= ١٠٠) هي ٤٠٠ ، ٤٢٠ ، ٤٢٠ و ٤٤٠ سعرة/سم. ثا مْ على التوالي وتصبح القيم مساوية الى ٦٧٠ ، ٧٢٥ ، ٨٠٠ و ٨٦٠ سعرة/سم. ثا مْ على التوالي عندما يكون فراغ المسام ٥٠٪ مملوءة بالماء. وبكلمة اخرى ، فان الرص للكثافة على الايصالية الحرارية تكون كبيرة عند المحتوى الرطوبي العالي الشكل (١٠ – ٣). ولغرض تمييز وملاحظة تاثير الماء على الايصالية الحرارية ، افترض وجود كرتين من الكوارتز الجاف موضوعة بتلامس مع بعضها الاخر ، فان الايصالية تحدث خلال مساحة المقطع العرضي الصغير نسبيا عند نقطة التلامس . ومع اضافة كمية صغيرة من الماء في حواف نقاط التلامس للسطح ، يلاحظ بان الايصالية الحرارية تزداد بدرجة كبيرة ومسافة الجريان خلال حواف الماء تكون صغيرة. اما مع الاضافة الزائدة للماء ، فسافة الجريان خلال الماء (حجم الماء) يزداد بسرعة مع ازدياد سطح التلامس ونتيجة لذلك فمعدل ايصال الحرارة يجب ان يزداد ببطيء اكثر كالسابق الشكل (١٠ – ٣).

رغم ان الرمل الناعم ، الترب المزيجية الغرينية والطين تظهر اختلافات في الايصالية الحرارية كدالة لنسب الماء على اساس الوزن ، يلاحظ بان المنحنى يكون متشابهاً عندما يرسم مع الشد الرطوبي ، وهناك زيادة قليلة في الايصالية الحرارية من الترب الجافة بالفرن تحت عمود الشد (PF) ٥ وذلك لان الاغشية المائية غير كافية لتجهيز التلامس الحراري بين الدقائق ، وتبدأ الايصالية الحرارية بالارتفاع عند عمود الشد (PF) ٤,٥ وتصل قيمة تساوي نفس القيمة عند PF مساوي لـ ٣,٨ ، ولهذا فالايصالية الحرارية تزداد بسرعة عند مستويات شد واطئة والتي تعتمد على دقائق التربة وهذا ماتوصل اليه كل من (Nakshabandi and Kohnke ، ١٩٦٥). تزداد قيم الانتشار الحراري مع زيادة المحتوى الرطوبي الى اعلى مايمكن وبعدها تتناقص قيمتها الشكل (١٠–٤) ، وهذا مايتضح عن طريق الارتفاع الكبير في الايصالية الحرارية عند المحتوى الرطوبي الواطئ عند مقارنتها مع زيادة السعة الحرارية للنظام (Patten ، ١٩٠٩) حيث ان قيمة C تصبح كبيرة عند زيادة المحتوى الرطوبي ، وتصل قيمة الايصالية الحرارية لنفس قيمة الايصالية الحرارية للماء وبالنتيجة يقل الانتشار (Jackson and Kirkham ، ١٩٥٨) الشكل (١٠–٤) يوضح الانتشار الظاهر ولاتاخذ في الحساب الانتقال الحراري للماء.

جـ - قياس الايصالية الحرارية

طريقة الحالة المستقرة لتقدير الايصالية الحرارية للترب الرطبة بها نقطتي ضعف رئيستين، حيث تكون معرضة الى اعادة توزيع الماء تحت تاثير الانحدار الحراري ولايمكن استخدامها في الحقل. في حين طريقة الحالة غير المستقرة (الانبوب الاسطواني) (Jackson and Taylor، ١٩٦٥ و Vries and Peck، ١٩٦٨) والتي تتغلب على هذه الصعوبات، رغم ان بعض الحرارة تدفع جريان الرطوبة. حيث ان الطريقة اساسا تتكون من سلك معدني سميك يسخن كهربائيا ليخدم كمصدر حراري وجهاز لقياس ارتفاع الحرارة، ويكون هناك جريان كروي من السلك الى التربة ويمكن حساب الايصالية الحرارية من المعادلة الآتية:

$$T - T_0 = \frac{q}{(4\pi k)\,d} + \ln(t + t_c) \quad (t < t_1)$$

حيث ان T_0 تمثل الحرارة عند t_0، $T-T_0$ هي ارتفاع درجة الحرارة، q تمثل تطور الحرارة لكل وحدة زمن ووحدة طول من المصدر، d ثابت، t_1 هي الفترة الزمنية عند نهاية فترة التسخين، t_c تمثل ثابت التصحيح والذي يعتمد على ابعاد الانبوب (المدس) فضلاً عن الخصائص الحرارية لكل من الانبوب والتربة. فاذا كانت $T-T_0$ مرسومة مع اللوغاريتم الاعتيادي للزمن نحصل على خط مستقيم لقيم الزمن العالية، وعليه فالايصالية الحرارية يتم حسابها من المعادلة الآتية:

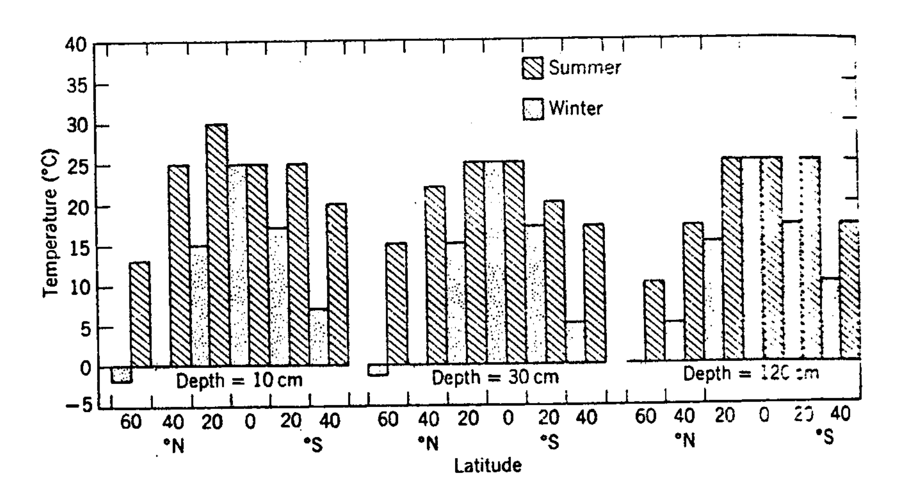
$$K = \frac{2{\cdot}303\,q}{4\pi S}$$

حيث ان S تمثل الميل المقاس، $\frac{q}{4\pi k}$ نحصل عليها من المعادلة السابقة، ويحصل على قيمة q من التيار المطبق على السلك (امبير) والمقاومة المقاسة (اوم / سم من المدس).

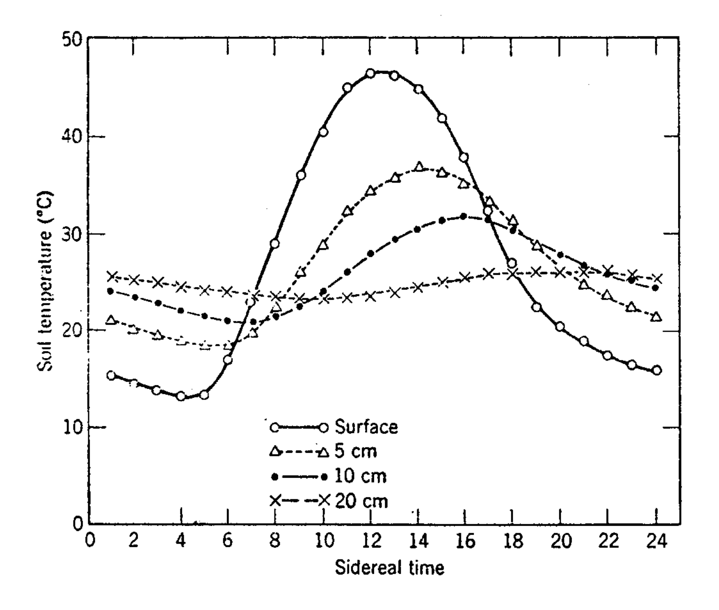
٣- التغيرات في حرارة التربة

أ- النموذج الشامل Global Pattern

ان المعلومات في الشكل (١٠-٥) تظهر أن الاشعة الشاملة كانت عالية في خطوط العرض الواطئة، وانعكاس الطاقة الشمسية كانت قليلة في هذه الخطوط (خطوط العرض). وهذه الاختلافات في اشعة الشمس والمسؤولة عن اختلاف درجة حرارة التربة عند خطوط العرض المختلفة. ان درجة حرارة التربة في كل من الصيف والشتاء في الغلاف الجوي الغربي الشكل (١٠-٦) وعلاقتها مع خطوط العرض وعمق التربة وتكون قيمها المخمنة مقاربة من الحرارة المتماثلة (Chang، ١٩٥٧) وهناك عدة حقائق معنوية لهذه القيم.



شكل (١٠-٥) تغيرات حرارة التربة مع طول خطوط العرض في الغلاف الجوي الغربي (عن: Chang, 1957).



شكل (١٠-٦) التغيرات اليومية في درجة الحرارة في الترب الغرينية (عن : Yakuwa, 1945).

١- حرارة التربة عند العمق (١٠ ، ٣٠ ، ١٢٠ سم) تقريبا نفسها عند خط عرض صفر على مدار السنة .

٢- حرارة التربة خلال الصيف عند خط ٢٠° شمال وجنوب تقريبا نفسها عند جميع الاعماق .

٣- حرارة التربة عند العمق (١٠ ، ٣٠سم) تكون تقريبا ٥°م اعلى في الصيف عند خط ٤٠° شمال من ذلك عند ٤٠° جنوب .

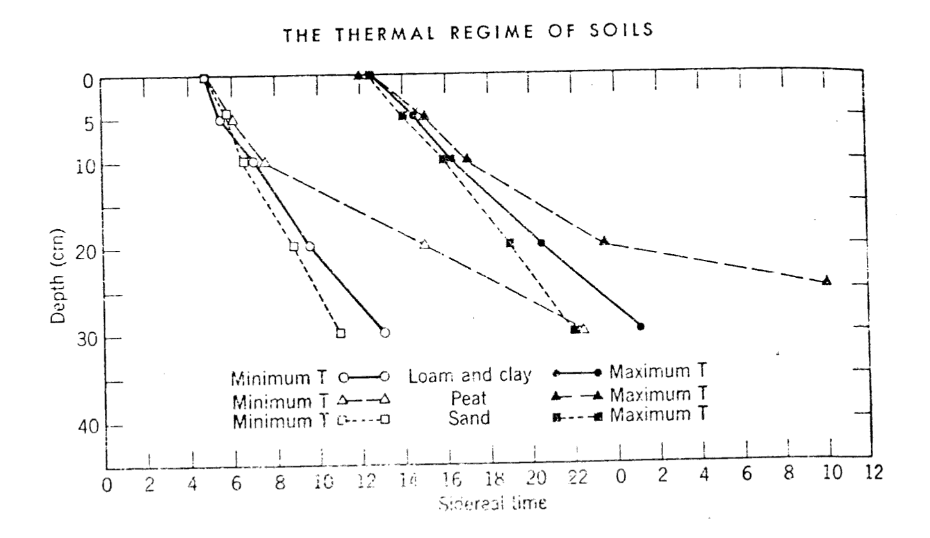
٤- حرارة التربة عند جميع الاعماق تزداد شتاءا من خطوط العرض العالية الى اعلى مايمكن عند خط الاستواء .

٥- حرارة التربة الشتوية عند جميع الاعماق وعند خط ٤٠° شمالا حوالي ٥°م ابرد مما عند خط ٤٠° جنوبا .

لقد لاحظ Chang بان التربة في تموز عند خط ٦٠° شمالا تكون أدفأ من هواء التربة عند عمق ١٠ سم وهذا العمق يتغير بين ٢٠ ، ٤٠ سم في خط العرض الوسطي ، ٨٠ سم في المناطق الاستوائية الجافة ، ودرجة الصفر المتماثلة عند ١٠ سم تتبع حرارة الهواء ماعدا في اوربا الغربية ووسط امريكا الشمالية خاصة عندما تكون حرارة التربة اعلى بسبب سقوط الثلج .

ب- التغيرات الحرارية اليومية

هناك بحوث قدمت من قبل (Wollny، ١٨٨٣ و Bouyoucos ، ١٩١٣) بينت ان تغيرات الحرارة اليومية في التربة متاثرة بواسطة طبقة التربة ، نوع الغطاء السطحي والاشعة الساقطة . الشكل (١٠-٧) يوضح نتائج (Yakuwa ، ١٩٤٥) ، حيث انه في الصباح وقبل شروق الشمس ادنى درجة حرارة للتربة عند السطح وتزداد مع العمق (مثال : ٤,٣٠ صباحا من اب ١٩٢٩ عندما تكون الحرارة السطحية تقريبا ١٣مْ وكانت الحرارة عند العمق ٢٠ سم بحدود ٢٤مْ ، وهذه الحرارة الدنيا قد انتقلت على هيئة امواج وتبطىء الحرارة عند الاعماق المختلفة)، وتستمر هذه الامواج بالانخفاض ، بعد شروق الشمس حتى عند دفأ سطح التربة ، وتصل حرارة التربة الحدود الدنيا عند الاعماق (٥ ، ١٠ ، ٢٠ ، ٣٠سم) كما موضح في الشكل السابق للترب المزيجية والطينية ونتيجة لايصالها الحراري المرتفع ، الرمل يظهر فيه الحرارة الدنيا عند ٥,٧٥ ، ٦,٥ ، ٨,٧٥ و ١١ على التوالي .



شكل (١٠-٧) علاقة نوع التربة مع معدل الاختراق للامواج الحرارية العظمى والصغرى (عن :Yakuwa, 1945) .

اما الترب العضوية والتي يكون ايصالها الحراري واطئ تحتاج الى فترة زمنية طويلة للوصول الى الحرارة الدنيا للامواج حتى تصل اوطأ الاعماق وتصل الامواج الاعماق خلال (٦,٠٠ ، ٧,٥ ، ١٥ و ٢٢,٥ ساعة) على التوالي.

حالا بعد شروق الشمس ، حرارة السطح ترتفع وعند حوالي السابعة صباحا تكون اعلى مما للعمق ٢٠ سم ، واقصى حرارة للسطح تحدث عند الساعة (١٢,٣٠) وهذه الزيادة في حرارة السطح تسبب اقصى موجات حرارية لتتحرك نحو الاسفل وتصل الاعماق (٥ ، ١٠ ، ٢٠ سم) عند الساعة (١٤,٥ ، ١٦,٢٥ و ٢٠,٥) على التوالي في الترب المزيجية ، وتاخذ حتى الواحدة صباحا لليوم التالي للوصول الى العمق ٣٠سم وان الموجات في الترب الطينية كانت نفسها للترب المزيجية ، فاقصى موجة حرارة في الترب الرملية تصل نفس الاعماق عند الساعة (١٤,٠٠ ، ١٦,٠٠ ، ١٩,٠٠ ، ٢٢,٠٠) على التوالي. اما الترب العضوية فتصل اقصى حرارة عند السطح حوالي ١٢°م وذلك بسبب ادمصاصها العالي واقصى قيمة عند الاعماق (٥ ، ١٠ ، ٢٠ ، ٣٠ سم) عند الساعة ١٥,٠٠ ، ١٧,٠٠ ، ٢٣,٥ ، ١٠) لليوم التالي على التوالي. هناك انقلاب في حرارة التربة عند السطح بعد الغروب وتصبح باردة اكثر من التي عند ٥سم بحدود ١٦,٥ بعد ساعتين وكانت ابرد من التربة عند العمق ٢٠ سم. لاحظ Yakuwa (١٩٤٥) ان اتساع حرارة التربة للترب المختلفة ولعمق ٥ سم يتبع السلسلة الآتية الرمل > الترب المزيجية > الترب العضوية > الطين وهذا التسلسل للترب العضوية والطين كان معكوسا تحت ٢٠ سم.

ان العمق النسبي عندما تكون درجة حرارة الاتساع ١,٠°م للرمل ، الغرين ، الطين والترب العضوية كان ١٠٠ ، ٨٢ ، ٨٢ ، ٧٠ ، والتي تعكس الايصالية الحرارية النسبية لانواع الترب الاربعة. ووجد كذلك بان معدل حركة الحرارة القصوى تتغير من الساعة ٣,٣٠ الى ٥,٣١ ساعة لكل ٥ سم للترب الرملية والعضوية على التوالي.

ج - تغيرات الحرارة الموسمية

ان التغيرات الموسمية لحرارة التربة مع العمق تكون متشابه في خصائصها للتغيرات اليومية ، وخلال اشهر الصيف (تموز، حزيران في الغلاف الشمالي) فالحرارة في وسط النهار متشابه ، وتصل الاشعة ذروتها.

اما في اشهر الشتاء فلها تاثير مشابه لحرارة الليل والمعلومات التي حصل عليها Smith ، ١٩٣٢ في كليفورنيا تكون مثالية بالنسبة للتغيرات الملحوظة (التربة من ١٥,٠-١٠,٦م كانت ادفأ من الهواء من منتصف مايس حتى بداية اب) ، وخلال اشهر الشتاء ، الطبقات العميقة كانت ادفأ عند عمق ١٥,٠م وكان الانحدار الحراري للاعلى وانقلاب الانحدار الحراري يحدث بحدود ١ مايس الى منتصف ايلول خاصة عندما كان الانحدار الحراري نحو الاسفل وهناك موجات فعلية لحرارة التربة واقصى حرارة عند ١٥,٢٤ سم و١٥ ، ٣ ، ٥ ، ٦ ، ٨ ، ٩ متر تحدث تقريبا في ١ ، ١٥ تموز و١ ، ١٥ اب و١ ، ١٥ ايلول ، ١٥ تشرين الاول على التوالي ، وهذه الاختلافات الفصلية كانت مرتبطة مع الاشعة القادمة ، خصائص الحرارة لمقد التربة كما ترتبط بالتغيرات في المحتوى الرطوبي والانحدار الحراري .

٤- التحويرات في نظام حرارة التربة

ان النظام الحراري للتربة يمكن تحويره بواسطة انتظام الاشعة الساقطة والخارجة (المنعكسة) أو بواسطة تغيير الصفات الحرارية للتربة .

أ- تاثير النبات

ان اساسيات التراص في الغطاء النباتي تاخذ اهمية الحزام النباتي على حرارة التربة . حيث وجد Chudnovskii، ١٩٦٦ قيم تاثير الحزام الاخضر على الغلاف الجوي لمحيط التربة بين الاشجار، ووجد أن سرعة الرياح بين الاشجار كانت مختزلة ٢٠-٤٠٪ بدرجة اكبر مما في الجو المفتوح عند العمق ٥٠ سم. كانت الرطوبة النسبية اكبر بدرجة ٢-٤٪ وكانت حرارة التربة اكبر ، توازن الطاقة بين الاشجار يعتمد على النظم الزراعية المستعملة ، يلاحظ ان الاشعة النشطة والتدفق الحراري الى التربة كانت اعلى تحت الارض المتروكة عن تلك المزروعة بالحنطة أو الحبوب .

ب- الاغطية

تاثير الاغطية على النظام الحراري يقلل من الانقلابات والتغيرات اليومية والموسمية لحرارة التربة (Kohnke and Werkhoven ، ١٩٦٣) وهناك اختلافات قليلة بين

الاغطية والارض المتروكة بدون زراعة في منتصف الصيف. حرارة الترب المغطاة عند عمق ٣سم كانت نفسها عند الترب المغطاة عند العمق ١٠ سم وكانت الترب المغطاة ابرد في الربيع ، الصيف والخريف وتدفأ اكثر بطئا من كانون الثاني الى اذار (Hassan, et. al. ، ١٩٨٩). في الترب غير المغطاة تصل الحرارة الدنيا للانبات الجيد للذرة (٦١°م) مبكرة لفترة اسبوعين من الترب المغطاة. ينصح بالتغطية بالورق الابيض في النطاق الحار والجاف لزيادة انعكاس الاشعة الساقطة خلال النهار، حيث ان الورق الاسود يجب ان يستعمل في النطاق البارد لامتصاص طاقة الاشعة خلال النهار ويقلل الحرارة المفقودة في الليل (Chudnovskii ، ١٩٦٦).

جـ – الري والبزل

ان الري يزيد السعة الحرارية للتربة ، ويرفع الرطوبة النسبية للهواء ، فوق التربة ويزيد الايصالية الحرارية ، وهذا يختزل تغيرات حرارة التربة اليومية. ان تدفق الحرارة المضطرب الى هواء التربة فوق الترب غير المروية كانت ٥٩٠ سعرة/ سم^{2} خلال ٢٤ ساعة. اما تحت نظام الري بالرش كانت مختزلة الى ١١٩ سعرة/ سم^{2} خلال ٢٤ ساعة ، اما البزل فيقلل السعة الحرارية للترب الرطبة والتي ترفع حرارة التربة وهذا يلعب دورا مهما في تدفئة التربة في فصل الربيع.

د – تغير الخصائص الفيزيائية للترب السطحية

ان عملية رص وانضغاط الترب السطحية تزيد من كثافة التربة وايصالها الحراري ، ومن جهة ثانية فعملية الحراثة تختزل التدفق الحراري من السطح الى الطبقة تحت السطحية.

ان اتساع الموجات اليومية في الترب المحروثة تكون اكبر بكثير من الترب غير المحروثة ، اما الترب الهشة تكون ابرد في الليل من الترب المضغوطة وهذه تجعل الترب الهشة حساسة وسريعة التاثر بالانجماد. ان وجود سلسلة مرتفعة في الحقل تسبب زيادة التبخر وتقلل نسبة ماينعكس من اشعة الشمس الساقطة ، والتي تعني بان الاشعة الساقطة والنشطة تكون

كبيرة ، وبالمقارنة فحرارة الحقل المرتفع أو الحاوي على سلسلة تكون اعلى من تلك الحقول المستوية .

مثال (١)

اذا علمت أن المحتوى الرطوبي لتربة معينة ٠,٢٠ على اساس الحجم ، درجة حرارتها ١٦ْم وان كثافتها الظاهرية ١,٣ غم/ سم٣ . اوجد مقدار الحرارة اللازمة لرفع درجة حرارة التربة الى ٢٢ْم لعمق ٩٠ سم بوحدة المساحة .

$$Q_d = C_v V \Delta T$$
$$C_v = 0{\cdot}2\, \rho_b + Q_v$$

$$Q_d = (0{\cdot}2\, \rho_b + Q_v)\, V\, \Delta T$$

مقدار الحرارة = [(٠,٢) (١,٣ غم/ سم٣) (سعرة/غم ْم) + (٠,٢) (سعرة/ سم٣ ْم)]
[(٩٠ سم) (١سم) (١سم) (٢٢ْم-١٦ْم)] .
= (٠,٤٦ سعرة/ سم٣ ْم) (٥٤٠ سم٣ ْم)
= ٢٤٨,٤ سعرة حرارية

مثال (٢)

اذا كانت مقدار الحرارة اللازمة لرفع درجة حرارة التربة ١٠٠ سعرة ومحتوى رطوبة التربة على اساس الحجم ٠,٢٢ وكثافتها الظاهرية ١,٣٢ غم/ سم٣ . اوجد مقدار التغير في درجة حرارة التربة لعمق ٨٠ سم .

$$Q_d = (0{\cdot}2\, \rho_b + Q_v)\, V\, \Delta T$$

$$\Delta T = \frac{Q_d}{(0{\cdot}2\, \rho_b + Q_v)\, V}$$

التغير في درجة الحرارة = ١٠٠ سعرة / [(٠,٢) (١,٣٢ غم/سم^٣) (سعرة/ غم مْ)+(٠,٢٢) (سعرة/سم^٣ مْ)] [(٨٠ سم) (١ سم) (١ سم)]

= ١٠٠ سعرة / (٣٨,٧٢ سعرة/مْ) = ٢,٥٨٣مْ

مثال (٣)

اذا كانت درجة حرارة سطح التربة ١٥مْ وعند العمق ٥ سم ٢٠مْ. اذا علمت أن معامل التوصيل الحراري ٠,٠٠٣ سعرة/ سم ثانية درجة مئوية. اوجد كمية الحرارة المتدفقة من السطح ولعمق ٥ سم خلال يوم واحد بافتراض ان درجة الحرارة تبقى ثابتة خلال اليوم.

$$Q_d = K\,At\,\frac{T_s - T_5}{d_s - d_5}$$

كمية الحرارة المتدفقة = − ٠,٠٠٣ سعرة / سم ثا مْ × ١ سم × ١ سم × ١ يوم × ٨,٦٤ × ١٠^٤ ثا/يوم

× (١٥مْ − ٢٠مْ) / (صفر سم − (−٥ سم))

= ٢٥٩,٢ سعرة.

مثال (٤)

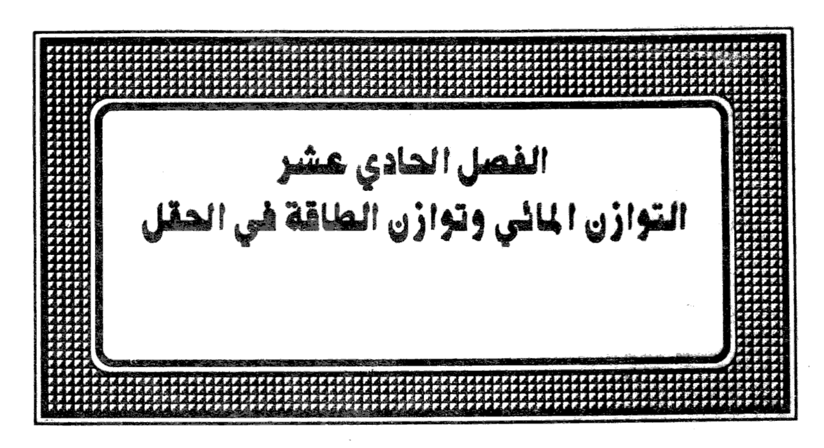
عند قياس كثافة فيض الحرارة لتربة ما − ٤٠ سعرة/ سم^٢ يوم ومعامل التوصيل الحراري ٠,٠٠٣ سعرة/ سم ثا مْ. اوجد معدل الانحدار في درجة الحرارة والذي يسبب التدفق الحراري.

$$Q = -K \frac{\Delta T}{\Delta d}$$

$$\frac{\Delta T}{\Delta d} = -\frac{Q}{K}$$

$$\text{معدل الانحدار} = -\frac{\text{٤٠ سعرة/ سم ٢ يوم}}{\text{٠,٠٠٣ سعرة/ سم ثا مْ} \times \text{٨,٦٤} \times \text{١٠}^{\text{٤}} \text{ ثا/ يوم}}$$

= ٠,١٥٤ مْ/ سم.



الفصل الحادي عشر
التوازن المائي وتوازن الطاقة في الحقل

ان محاولة السيطرة على كمية وجاهزية المحتوى الرطوبي للنبات تكون مستندة الى الفهم النوعي للتوازن الديناميكي للماء في التربة. لذلك فمعرفة كمية الماء المضاف الى التربة والمطروح منها أو المخزون ضمن حجم من التربة خلال فترة زمنية معينة تعد من الضروريات المهمة. ان عمليات جريان الماء والتي قد درست في الفصول السابقة كعمليات الغيض، اعادة توزيع المحتوى الرطوبي، تتداخل في عملها ضمن التربة بصورة متعاقبة أو منفصلة. يلاحظ ان عملية التوازن المائي تعد كحالة مفصلة لقانون حفظ الكتلة، والتي تعد ان المادة لاتخلق ولاتهدم ولكن يمكن تغييرها من حالة لاخرى وكذلك من موقع لاخر. ث ان المحتوى الرطوبي للتربة ضمن الحجم غير المحدد (حجم مالانهاية) لايمكن ان يحصل له اية زيادة مالم يتم اضافة كمية معينة من المصادر الخارجية (الغيض، أو عن طريق الخاصية الشعرية) او قد تضمحل عندما يحصل بها انتقال الى المحيط الخارجي والتي تتم عن طريق التبخر – النتح أو البزل الى اعماق بعيدة عن سطح التربة. وبسبب ارتباط التوازن المائي في الحقل مع توازن الطاقة وذلك لان عملية التوازن المائي تحتاج الى الطاقة لان توازن الطاقة تعبير كلاسيكي لقانون حفظ الطاقة والتي تكون عبارة عن النظام الذي قد يدمص الطاقة أو ان الطاقة تتحرر الى المحيط الخارجي عبر الطريق الذي يحصل له تغيير دون حصول تخليق أو تحطيم لهذه الطاقة. ان المحتوى الرطوبي في التربة يؤثر على تدفق الطاقة الواصلة الى الحقل والتي قد تتكون أو تتجزأ الى مكوناتها المختلفة. من جهة اخرى تدفق الطاقة يؤثر على حالة وحركة الماء. ان الوصف الفيزيائي لنظام التربة – النبات – الجو يستند الى فهم كل من التوازن المائي وتوازن الطاقة خاصة عملية التبخر التي تعد اساسا لعملية الاستهلاك لكل من الماء والطاقة في الحقل، والتي تعتمد على تزويد الماء والطاقة.

١ – التوازن المائي في نطاق المجموع الجذري

يلاحظ في الحجم المعين من التربة ان الفرق بين كمية الماء المضافة الى التربة وبين كمية الماء المسحوبة منها خلال الفترة المحددة تكون مساوية الى التغير في المحتوى المائي وخلال نفس الفترة كما في المعادلة الآتية :

$$W_{in} - W_{out} = \Delta W$$

حيث ان كمية الماء الداخلة تمثل W_{in} وكمية الماء الخارجة (المسحوبة) تمثل ب W_{out} و ΔW . تمثل التغير في المحتوى الرطوبي للتربة. وعندما تكون كمية الماء المكتسبة اكثر من كمية الماء المفقودة ، فان كمية التغير في المحتوى الرطوبي موجبة وتكون هذه الكمية سالبة عندما تكون كمية الماء المفقودة اكثر من المكتسبة. ان اضافة مياه الامطار أو الري الى التربة يحصل له غيض داخل التربة بسرعة قد تكون مشابه لسرعة وصوله الى التربة. في بعض الحالات جزء من الماء المضاف يتجمع فوق سطح التربة والذي يعتمد على انحدار الارض وطوبوغرافيتها والذي قد يحصل له جريان سطحي (سيول سطحية) والجزء المتبقي سوف يخزن بصورة مؤقتة على شكل مستنقع في المنخفضات السطحية. بعضا من هذا الماء يحصل له تبخر والقسم الاخير سوف يغيض في التربة بعد انتهاء المطر. بالنسبة لماء الغيض سوف يحصل له تبخر من سطح التربة والبعض الاخر يمتص من قبل النبات لغرض نمو النبات والجزء الاخر يبزل بعيدا عن نطاق المجموع الجذري في حين الجزء المتبقي يتجمع ضمن نطاق المجموع الجذري ويضاف الى الرطوبة المخزونة في التربة. في بعض الاحيان مياه السيول قد تصل وتضاف الى الحجم المعين من التربة من المناطق العالية أو قد تتجمع عن طريق التدفق نحو الاعلى من مستوى المياه الجوفية أو من الطبقات الرطبة الموجودة عند بعض الاعماق. لذا يمكن تقدير التوازن المائي لنموذج التربة المعين أو الحوض المائي. ان التوازن المائي لنطاق المجموع الجذري لكل وحدة مساحة من الحقل يمكن ان يعبر عنها بالمعادلة الآتية :

$$\text{gain} - \text{losses} = \Delta s$$

التغير في مخزون الماء=كمية الماء المكتسبة – كمية الماء المفقودة

$$(P + I + U) - (R + D + E + T) = (\Delta S + \Delta V)$$

حيث تمثل كل من P ، I ، U ، كمية المياه الساقطة (الامطار) والري والتدفق عن طريق الخاصية الشعرية على التوالي وان R ، D ، E و T هي كمية الماء الناتجة عن السيول السطحية ، الماء المبزول خارج نطاق المجموع الجذري ، والتبخر والنتح على التوالي ، في حين $\Delta v, \Delta s$ هي التغير في مخزون المحتوى الرطوبي ضمن نطاق المجموع الجذري والماء المتراكم في النبات.

جميع هذه الكميات يعبر عنها بدلالة حجم الماء لكل وحدة مساحة (والتي تكون مكافئة لوحدة عمق الماء) خلال فترة زمنية معينة. ان معدل التغير في مخزون المحتوى الرطوبي خلال معدل الفترة الزمنية يمكن ان يعبر عنها بالصيغة الاتية (وفي هذه الحالة تهمل كمية الماء المخزونة في النبات وذلك لقلة هذه الكمية مقارنة مع مايخزن في التربة) :

$$\frac{ds}{dt} = (P + I + U) - (r + d + e + tr)$$

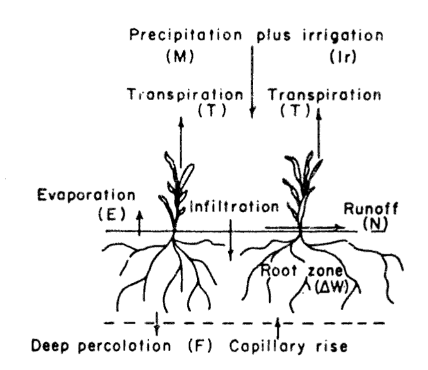
ويمكن تكامل هذه المعادلة بدلالة العمق ومعدل الفترة الزمنية كما يأتي :

$$S = \int_0^z \int_{t_1}^{t_2} \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} \right) dz\, dt$$

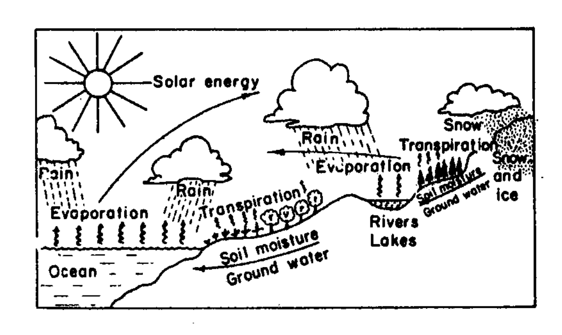
حيث تمثل θ المحتوى الرطوبي على اساس الحجم والتي يتم قياسها اما عن طريق اخذ النماذج من التربة وتقدير محتواها الرطوبي او باستعمال بعض الاجهزة (المدس النيتروني).

يلاحظ من المعادلة اعلاه ان اكبر كمية من الماء المفقودة تكون عن طريق التبخر-النتح عندما يتم السيطرة على كل من السيل السطحي والماء المبزول خارج نطاق المجموع الجذري. ويمكن ان يعبر عنها بالجهد الكامن (التبخر والنتح الكامنين) والتي تعتمد اساسا على الطاقة المزودة لسطح التربة من قبل اشعة الشمس والتي تعد خاصة بالخصائص المناخية (لكل من الموقع وخط الطول والعرض ، الانحدار، الفصل من السنة ، وعلى الغيوم الكثيفة) وتكون مختلفة من سنة لاخرى. والجهد الكامن يعتمد بالدرجة الثانوية على التيار الحراري الافقي للغلاف الجوي والذي يعود الى حجم الحقل وطبيعة الرياح التي تهب عليه وامتدادها ضمن الحقل والمساحة المحيطة به ، وكذلك على خشونة السطح والخصائص الحرارية للتربة(Van Bavel and Hillel ، ١٩٧٦).

ان التبخر – النتح الحقيقي يكون جزءا من التبخر – النتح الكامنين معتمدا على درجة وكثافة الغطاء النباتي، فضلا عن رطوبة وتوزيع المجموع الجذري. ويمكن لهذين النوعين من التبخر ان يقتربان من بعضهما البعض في الترب المبللة والحاوية على غطاء نباتي كثيف خلال فترة النمو النشط، ولكنها تنخفض عن ذلك في المراحل المبكرة والتي تسبق مرحلة النضج، ضمن الفصول المعينة ربما يشكل التبخر–النتح الحقيقي ٦٠–٨٠٪ من التبخر–النتح الكامنين معتمدا بذلك على تجهيز الماء، جفاف التربة. والشيء المهم والذي يعد ضروريا في توازن الماء بالحقل هو عبارة عن مياه البزل الخارجة عن نطاق المجموع الجذري، حيث ان كمية معينة من ماء البزل تكون ضرورية لعملية التهوية وكذلك غسل الاملاح لمنع تراكمها في نطاق المجموع الجذري والتي قد تسبب اضرارا معينة خاصة في المناطق الجافة عندما يكون البزل الطبيعي معدوما او قليلا فنلجأ الى البزل الصناعي. يمكن ملاحظة مصطلحات معادلة التوازن المائي في الشكل (١١–١) وفي هذا الشكل يؤخذ التدفق العمودي فقط بنظر الاعتبار. اما دورة الماء في الطبيعة والموضحة في الشكل (١١–٢) والتي يكون فيها التدفق متعدد الاتجاهات.



شكل (١١–١) التوازن المائي لنطاق المجموع الجذري.



شكل (١١-٢) دورة الماء في الطبيعة (الدورة الهيدرولوجية) (عن Bertrand ، ١٩٦٧).

٢- تقيم معادلة التوازن المائي

يمكن فهم واستيعاب معادلة التوازن المائي في الحقل، لكن من الملاحظ ان التطبيق العملي لهذه المعادلة يكون فيه من الصعوبة الشيء الكثير. وان المعادلة المفردة يمكن حلها اذا كانت حاوية على مجهول واحد. لذلك يجب استخدام مقاييس دقيقة لقياس حدود المعادلة وان احد الحدود الصعبة القياس هي التبخر-النتح الحقيقي. من السهولة قياس كمية الماء المضافة الى الحقل عن طريق الامطار او الري رغم عدم التجانس في الحقل. اما بالنسبة للسيول السطحية فتكون صغيرة او معدومة في الحقول الزراعية وخاصة في الحقول المروية ولذلك تهمل من الحساب لمثل هذه الحالات عند مقارنتها مع بقية الحدود الخاصة في هذه المعادلة.

يلاحظ خلال الفترة الزمنية الطويلة، مثل الفصل المعين، ان التغير في المحتوى الرطوبي في النطاق الجذري يكون صغيرا عند المقارنة مع التوازن المائي الكلي. في مثل هذه الحالة مجموع السواقط والري تساوي تقريبا حاصل التبخر-النتح والغيض العميق. وللفترة الزمنية القصيرة، يكون التغير في مخزون الماء كبير نسبيا ويجب قياسه. ويتم القياس عن طريق اخذ النماذج باستمرار او باستخدام الالات والاجهزة والتي تعطي القراءة مباشرة. اما خلال المواسم الجافة (لاتوجد امطار او ري) فان كمية الماء الداخل للتربة (المكتسبة) مساوية للصفر وعليه فان كمية الماء التي تختزل من الجزء المخزون تكون مساوية الى حاصل جمع التبخر - النتح والغيض العميق.

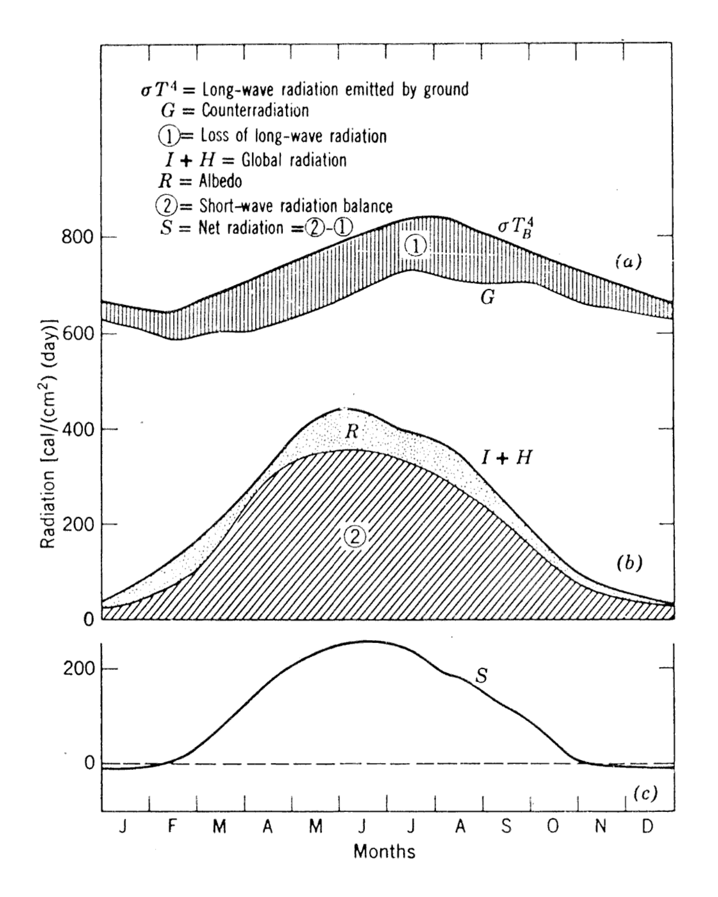
$$-\Delta S = D + Et$$

ان التطبيق لعملية الري يتم بقياس المحتوى المائي الكلي في منطقة الجذور النباتية في الفترة التي تسبق عملية الري ولتعويض كمية الماء المستنزفة من التربة وايصالها (اي المحتوى الرطوبي) الى اقصى مايمكن (ضمن حدود السعة الحقلية). ان قياس المحتوى الرطوبي في منطقة الشعيرات الجذرية او الطبقة تحت السطحية بحد ذاتها لايمكن ان تخبرنا عن معدل واتجاه حركة الماء (Van Bavel واخرون، ١٩٦٨ب) حتى عند بقاء المحتوى الرطوبي عند العمق المعين ثابت. لايمكن الاستنتاج بان الماء غير متحرك ويمكن الاعتماد على اجهزة التنشومتر لتحديد اتجاه وقيمة انحدار الشحنة المائية خلال مقد التربة (Richards، ١٩٦٥) ومن ثم يمكن تقدير التدفق من المعلومات الخاصة بعلاقة الايصالية المائية مع جهد الشد او الترطيب. اكثر الطرق المستخدمة لقياس التوازن المائي تكون باستخدام المساريب (Black واخرون، ١٩٦٨). ان المساريب عبارة عن اوعية كبيرة نوعا ما حاوية على التربة وتوضع في الحقل لتمثل نفس ظروف التربة والمناخ وتعطي الفرصة لقياس الصفات الفيزياوية للتربة بكل دقة مما لو يتم قياس نفس الصفات في الحقل. ان اكثر المساريب دقة هي المساريب الوزنية ومساريب البزل وكلاهما يعطيان قياسات مستمرة لكل من التبخر – النتح والرشح العميق. اما عند وجود فروقات بين ظروف المسراب والحقل فقد تكون عملية قياس الموازنة المائية غير معقولة ودقيقة.

٣– تبادل الاشعة في الحقل

يتم حدوث الاشعاع وذلك عن طريق اطلاق بشكل موجات الكترومغناطيسية من جميع الاجسام ذات الدرجات الحرارية الاعلى من صفر درجة مئوية (كذلك اكبر من صفر بوحدة كلفن). يعد الاشعاع الشمسي الواصل الى سطح الارض من المكونات الاساسية لتوازن الطاقة. يلاحظ ان النباتات الخضراء لها القدرة على تحويل جزء من الاشعاع الشمسي الى طاقة كيميائية خلال عملية التركيب الضوئي. ان الاشعاع الشمسي يصل الى الغلاف الجوي الخارجي بمعدل تدفق مقداره ٢ سعرة / دقيقة. سم^{2} وتكون عمودية على الاشعة الساقطة. تكون جميع الاشعة ذات اطوال موجية تصل بحدود ٠,٣–٢٠ مايكرومتر (٣٠٠٠– ٣٠٠٠٠٠ انكستروم)، وتقريبا نصف هذه الاشعة تكون الضوء المرئي وذات طول موجي مقداره (٠,٤–٠,٧ مايكرومتر). تمتص الاشعة الشمسية من قبل الاجسام الداكنة عند درجة حرارة ٦٠٠٠ كلفن. سطح الارض ذات

درجة تصل ٣٠٠ كلفن ويمكنها ان تبعث او تصدر اشعة وتكون هذه الاشعة ذات كثافة واطئة وذات اطوال موجية كبيرة عند مقارنتها مع الاشعة، حيث ان الطول الموجي يكون (٣-٥٠ مايكرومتر) ويمكن ان يكون ذلك على اساس ان الموجات قد تكون موجات قصيرة وطويلة (Sallers، ١٩٦٥) ويلاحظ ان ثلث الاشعة الشمسية تنعكس الى الجو. (وهذه الاشعة المنعكسة تصل بحدود ٨٠٪ عندما يكون الجو خاليا من الغيوم)، فضلا عن ذلك الغلاف الجوي يدمص ويشتت جزءا من الاشعة التي تكون تقريبا نصف كثافة التدفق والتي تصل الى الارض. ان جزءا من الاشعة المنعكسة والمشتقة تصل ايضا الى الارض ويطلق عليها باشعة الجو. ان الاشعة الشمسية الكلية والمباشرة واشعة الجو يطلق عليها بالاشعاع العالمي(Global radiation) كما موضحة في الشكل (١١ - ٣).



الشكل (١١-٣) توزيع الاشعة خلال السنة لمنطقة هامبورغ، المانيا (عن Geiger، ١٩٦٥)

ان العاكسية(albedo)تكون عبارة عن مكافئ الانعكاس للسطح الى ناحية الاشعة ذات الموجات القصيرة، وهذا المكافيء يتغير طبقا للون، الخشونة وطبيعة السطح وتكون واقعة ضمن المديات ٥–١٠٪ للماء ، ١٠–٣٠٪ للمساحات الخضراء، ١٥–٤٠٪ للتربة الجرداء واكثر من ٩٠٪ للثلج النقي. فضلا عن الاشعة القادمة والاشعة ذات الموجات االقصيرة المنعكسة هناك الاشعة ذات الموجات الطويلة المتبادلة (الحرارة). ان سطح الارض يبعث اشعة وبنفس الوقت الجو يدمص الاشعة ويبعث اشعة ذات موجات طويلة، جزء منها يصل السطح. ان الفرق بين الاشعة القادمة والاشعة الخارجة يطلق عليها صافي الاشعة ذات الموجات الطويلة. خلال النهار، فصافي هذه الاشعة ربما تكون جزءا صغيرا من اشعة التوازن الكلية، لكنه خلال الليل ، وغياب اشعة الشمس المباشرة، فالتبادل الحراري بين سطح الارض والجو تكون سائدة لحصول توازن الاشعة . ان الاختلافات الكلية بين الاشعة القادمة والخارجة متضمنا الموجات القصيرة والطويلة يطلق عليها بصافي الاشعة والتي يعبر عنها بمعدل طاقة الاشعة المدمصة من قبل الحقل كما يأتي :

$$J_n = J_s\downarrow - J_s\uparrow + J_l\downarrow - J_1\uparrow$$

حيث ان J_n تمثل صافي الأشعة $J_s\downarrow$ تمثل تدفق الأشعة ذات الموجات القصيرة من الشمس والجو $J_s\uparrow$ الاشعة المنعكسة من السطح، $J_l\downarrow$ هي الاشعة ذات الموجات الطويلة القادمة من الجو $J_l\uparrow$ الاشعة المنعكسة والمنبعثة من السطح . في الليل تدفق الاشعة ذات الموجات القصيرة يمكن اهمالها، وبسبب زيادة انبعاث الاشعة ذات الموجات الطويلة بواسطة السطح عن الاشعة المستلمة من الجو، لذلك فان صافي الاشعة المنبعثة تكون سالبة. ان الاشعة المنعكسة ذات الموجات القصيرة تكون مساوية الى حاصل ضرب تدفق الاشعة ذات الموجات القصيرة ومكافيء الاشعة المنعكسة $J_s\uparrow = \alpha J_s\downarrow$

ونتيجة لذلك نلاحظ $J_n = J_s(1 - \alpha) - J_l$

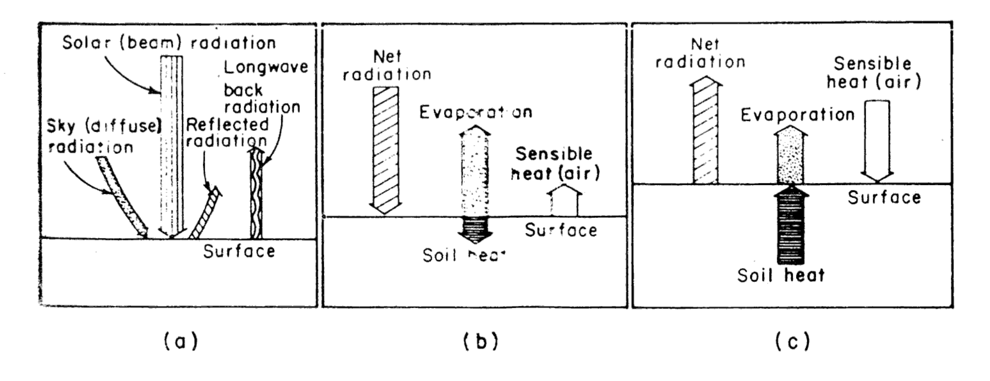
حيث ان J_l هي صافي تدفق الاشعة ذات الموجات الطويلة والتي تاخذ اشارة سالبة وذلك بسبب ان سطح الارض يكون ادفأ من الجو الخارجي ويكون هناك صافي الفقد في الاشعة الحرارية من السطح. يلاحظ ان معدل J_n يكون ضمن المديات ٥٠–٧٠ ٪ من J_s (Tanner and Lemon، ١٩٦٢).

٤- التوازن الكلي للطاقة

عند توازن الاشعة المكتسبة والمفقودة عند السطح للحصول على صافي الاشعة، بعد ذلك يؤخذ بنظر الاعتبار التحولات الخاصة بهذه الطاقة. جزء من صافي الاشعة المستلمة من قبل الحقل تتحول الى حرارة والتي تؤدي الى تدفئة التربة والنبات والجو والجزء الاساسي يمتص على اساس حرارة كامنة(Latent heat) لأداء العمليتين التوأمين (التبخر-النتح)

$$J_n = LE + A + S + M$$

حيث ان LE هي معدل الطاقة المتكونة في عملية التبخر-النتح (حاصل ضرب E معدل الماء المتبخر والحرارة المكافئة Latent heat للتبخر)، A هي تدفق الطاقة والتي تذهب بتسخين الهواء (الحرارة المحسوسة Sensible heat)، S الحرارة المخزونة في التربة، الماء والغطاء الخضري، M تمثل انواع الطاقة الاخرى والتي تشمل التركيب الضوئي والتنفس. ان توازن الطاقة موضحة في الشكل (١١-٤)، ان الحرارة التي تخزن من قبل الحشائش او المحاصيل الحقلية يمكن اهمالها وذلك لقلة كميتها مقارنة مع الحرارة المخزونة في التربة (Tanner، ١٩٦٠)، وقد تكون الظروف مختلفة عن الحالة السابقة وخاصة، عند سقوط الاشعة على اشجار الغابات. ان الحرارة المخزونة في التربة تحت الغطاء الخضري القصير ربما تكون نوعا ما كبيرة عند مقارنتها مع صافي الاشعة الساقطة في اية فترة زمنية خلال النهار، لكن مخزون الحرارة خلال فترة ٢٤ ساعة عادة ما تكون صغيرة وذلك بسبب ان



شكل (١١-٤) أ- توازن الاشعاع، ب- وقت النهار جـ- توازن الطاقة اثناء الليل (عن: Tanner، ١٩٦٨).

الفقد الحاصل في حرارة التربة لاتتغير من يوم لاخر، معدل حرارة التربة المخزونة تتراوح بين ٥-١٥٪ من صافي الاشعة الساقطة وهذا يعتمد على الفصل المعين، حيث يكون موجبا خلال فصلي الربيع والصيف ويكون سالبا في فصل الخريف(Tanner، ١٩٦٠ and Pelton) . يلاحظ ان ثاني اوكسيد الكاربون المتكون فوق المحاصيل النشطة تحت الظروف الطبيعية والناتجة من تأثير عملية التركيب الضوئي والتي قد تصل الى حدود ٥٪ من صافي الاشعة خاصة عندما تكون كثافة الغطاء النباتي والنشط كبيرا تحت ظروف الاضاءة الواطئة. ونتيجة لذلك تكون الطاقة المتفرقة (M) اصغر من ذلك ولهذا يمكن اهمالها من معادلة توازن الطاقة ونتيجة لذلك فان الطاقة المخزونة في التربة وكذلك الغطاء النباتي والتي تثبت عملية التركيب الكيميائي تكون صغيرة مقارنة مع صافي الاشعة اليومية، مع زيادة كل من الحرارة الكامنة والمحسوسة. ان النسبة بين الحرارة الكامنة والحرارة المحسوسة تعتمد على جاهزية الماء لعملية التبخر، رغم انه تحت ظروف الحقول الزراعية تكون هناك سيادة للحرارة الكامنة، عند مقارنتها مع الحرارة المحسوسة.

٥- انتقال الحرارة والبخار الى الجو

ان انتقال الحرارة المحسوسة وبخار الماء واللذين لهما حرارة كامنة من الحقل الى الجو يكون متاثرا بحركة الهواء المضطربة في الجو والطبقات المحيطة . يلاحظ أن التدفق الحرارة المحسوسة يكون متناسباً مع حاصل ضرب الانحدار الحراري ومكافئ الانتقال المضطرب للحرارة كما موضح في المعادلة الآتية :

$$A = C_p \rho_a K_a \frac{dT}{dZ}$$

حيث ان A تمثل تدفق الحرارة المحسوسة ، C_p تمثل السعة الحرارية النوعية للهواء عندما يكون الضغط ثابتا (سعرة/ سم مْ) ؛ ρ_a كثافة الهواء (غم/ سم^٣) ، K_a تمثل مكافئ الانتقال المضطرب للحرارة (سم^٢/ ثا) ، T درجة الحرارة (مْ) ، Z هي الارتفاع عن سطح الارض (سم) ، $\frac{dT}{dZ}$ تمثل الانحدار الحراري .

ان معدل انتقال الحرارة الكامنة بواسطة بخار الماء من الحقل الى الجو الخارجي تكون ايضا متناسبة مع حاصل ضرب انحدار ضغط البخار ومكافئ الانتقال المضطرب للبخار،

وعند افتراض تساوي مكافئ الانتقال لكل من الحرارة وبخار الماء ، فان نسبة انتقال الحرارة المحسوسة الى الحرارة الكامنة تصبح

$$\beta = \frac{A}{LE} = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e}$$

حيث ان ثابت المرطبة γ (Psychometric)تساوي ٠,٦٦ مليار لكل مْ ، $\frac{\Delta T}{\Delta e}$ هي نسبة الانحدار الحراري الى انحدار ضغط البخار في الجو فوق نطاق الحقل ، β يطلق عليها ثابت بوين وتعتمد بصورة اساسية على درجة الحرارة ورطوبة الحقل. عندما يكون الحقل مبللا ، فان انحدار الرطوبة النسبية بين السطح والجو الخارجي تميل لان تكون كبيرة ، في حين يميل الانحدار الحراري لان يصبح صغيرا. وعليه فان نسبة بوين ربما تكون صغيرة عندما تكون الطاقة المستهلكة بصورة اساسية في عملية التبخر. وعندما يكون الحقل جافا ، فان انحدار الرطوبة النسبية المتجهة الى المحيط الجوي تكون صغيرة ، وانحدار درجة الحرارة تميل لان تكون متدرجة ، ونتيجة لذلك فان نسبة بوين تكون كبيرة . اما في حالة الحقول المروية حديثا فان نسبة بوين ربما تكون اصغر من ٠,٢ ، في حين الحقول الجافة التي تكون النباتات فيها تحت جهد الشد ، فان السطح ربما يدفا ويكون هناك مشاركة مع الطاقة القادمة والتي سوف تفقد مباشرة الى الجو على صورة حرارة محسوسة . وتحت ظروف الجفاف الشديد ، فان الحرارة الكامنة تميل لان تكون قريبة من الصفر ونسبة بوين تميل لان تقترب من المالانهاية بوجود التيار الحراري الافقي(advection) فان الحرارة المحسوسة ربما تنتقل من الهواء الى الحقل ونسبة بوين تصبح سالبة . فيما لو كان بخار الماء المنتقل الى الجو من الحقل المزروع محددا ، فيعتمد اما على محتوى رطوبة التربة او يعتمد على خصائص الغطاء النباتي (كثافة الغطاء ، توزيع المجموع الجذري ، والاستجابة الفسيولوجية للشد المائي) والتي لها دورا مهما. ان افتراض تساوي مكافئ الانتقال لكل من الحرارة والبخار يعرف كاساس التشابه(Tanner ، ١٩٦٨). ان الانتقال خلال حدود طبقات الجو المضطربة يحدث بصورة اساسية بواسطة الدوامات التي تكون سريعة الزوال أو دوارا ضمن التيار الهوائي او مرتفعا مع الرياح. ان الدوامات ذات الاحجام المتغيرة متغيرة في فترتها الزمنية وتذبذب سرعتها نحو الاعلى والاسفل ، تحمل كل من الحرارة والبخار. في حين الانحدار الثابت والتدفق الافقي لكل من الحرارة والبخار سوف يكون متفرقا خاصة عندما تكون معدل الفترة الزمنية لحدوثها كافية (مثلا ١٥ – ٦٠ دقيقة) فان

سلوك التدفق يكون ثابتا فوق الحقول المتماثلة . وهذه لاتكون كحالة المستويات الواطئة فوق الحقول غير المتجانسة (التي يكون الغطاء الخضري فيها متشتتا) وتحت مثل هذه الظروف ، فان الجيوب الهوائية الباردة والرطوبة ربما ترتفع من الغطاء الخضري ، في حين الهواء البارد والدافئ ربما ترتفع من سطح التربة الجافة وبسرعة عالية . باستعمال نسبة بوين فان تدفق الحرارة الكامنة والمحسوبة يمكن كتابتها على الصيغة الآتية ، بعد اعادة المعادلات السابقة

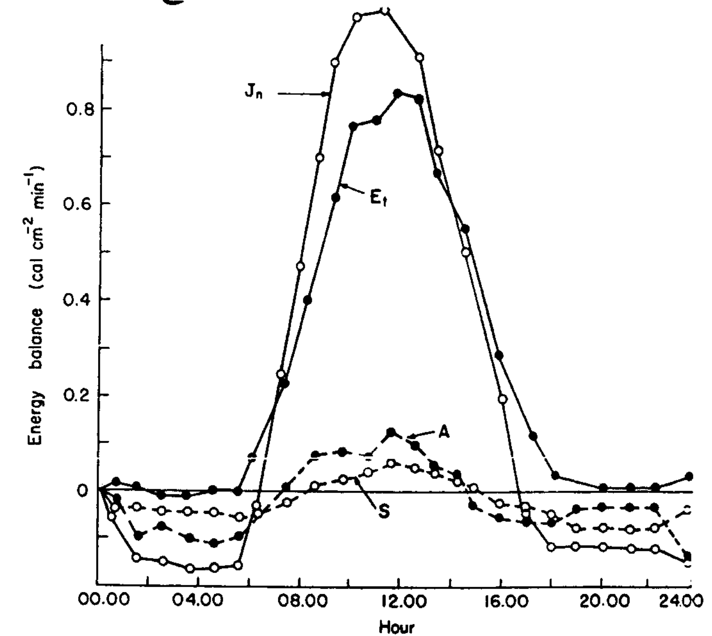
$$J_n = S + A + LE$$

$$\beta = \frac{A}{LE}$$

$$LE = \frac{(J_n - S)}{1 + \beta}$$

$$A = \frac{\beta(J_n - S)}{(1 + \beta)}$$

يمكن الحصول على الحرارة الكامنة من قياس البيانات المناخية في الحقل دون الحاجة الى قياس تدفق ماء التربة او النشاطات النباتية ، ان تغير مكونات توازن الطاقة اليومية موضحة في الشكل (١١ – ٥) ان شكل التغير اليومي فضلاً عن التغير الفصلي لمكونات توازن الطاقة يختلف باختلاف ظروف التربة ، الغطاء النباتي والمناخ (Sellers ، ١٩٦٥) .



شكل (١١ – ٥) التغيرات اليومية لصافي الاشعة والطاقة المستنزفة لعملية التبخر– النتح ، الحرارة المحسوسة الجو، وحرارة التربة (عن Tanner ، ١٩٦٠).

٦- التيار الحراري الأفقي

ان معادلة توازن الطاقة يمكن تطبيقها في المساحات المتماثلة والتي يكون فيها التدفق عموديا او قريباً من ذلك. ان اي اختلاف يتبع الحقول الصغيرة يكون متأثراً بالمساحة المجاورة وتكون معرضة لتاثيرات جانبية يمكنها تبادل الطاقة باي شكل من الاشكال.

فعند حصول امتداد الرياح فوق الحقول الصغيرة يمكنها نقل الحرارة الى الحقل او خارجا عن الحقل، وهذه الظاهرة يطلق عليها بالتيارات الحرارية الافقية. وتحت مثل هذه الظروف (المناطق الجافة)، فان الهواء الجاف والدافئ يمكنه نقل الحرارة المحسوسةوالتي تتحول الى حرارة كامنة خاصة بالتبخر الى المنطقة المزروعة بالمحاصيل (Rosenberg، ١٩٧٤). ان استخلاص الحرارة المحسوسة من الكتلة الهوائية الدافئة والتي تهب فوق سطح الحقل وتحولات هذه الحرارة الى حرارة كامنة للتبخر يطلق عليها بتاثير الواحة(Oasis effect). ممرات الهواء الدافئ خلال الغطاء الخضري يطلق عليها بتاثير حبل الغسيل (Cloth-esline effect) (Tanner، ١٩٥٧). عندما يكون التيار الحراري الافقي الداخل كبيرا، فان التبخر- النتح من السطح الخشن والمفتوح (المسافات تكون كبيرة بين المحاصيل او الاشجار) يمكن ان تكون اكثر من السطح الناعم والمتقارب في الغطاء الخضري. ان تاثير التيار الحراري الافقي يكون نوعا ما صغيرا في الحقول الكبيرة والمتجانسة، ويكون التاثير اكبر في الواحات الصغيرة والتي تختلف عن الواحات المحيطة بها، وبوجود هذه التيارات الحرارية الكامنة (المستهلكة) يمكن ان تكون اكبر من صافي الاشعاع. وعليه فان قيم التبخر- النتح والاحتياجات الاروائية المتحصل عليها من الواحات التجريبية لاتكون مثالية في توضيح ذلك نسبة الى الحقول الكبيرة، مالم تكن هذه الحقول محمية من الرياح المتجهة نحو الاعلى بواسطة امتداد الغطاء الخضري المتماثل في خصائص الخشونة والمعرض الى نفس الاحتياج المائي. يلاحظ مما ذكر ان الرقعة ذات الغطاء الخضري الصغير (الحشائش او الشجيرات) يمكنها في وقت ماتبخير كمية من الماء اكثر من التبخر الحاصل من سطح الماء الحر كالبحيرات، المستنقعات او حوض التبخر.

ان التيار الحراري العمودي لم يكون محصورا في الحقول الصغيرة، ويمكن ان يحدث حتى في النطاق ذي الرطوبة النسبية والذي يتسبب عن طريق التقلبات في الطقس والذي قد يسبب استهلاك في الحرارة الكامنة والتي تزيد عن معدل صافي الاشعاع. هذه الحالة

تحدث في المناطق شبه الرطبة وكذلك في مناطق حوض البحر الابيض المتوسط والمعرضة الى الرياح الصحراوية(Slatyer and Mcllroy ، ١٩٦١).

٧- التبخر- النتح الكامنين

ان اساسيات عملية التبخر- النتح الكامنين تكون عبارة عن محاولة وصف الخصائص المتعلقة بالبيانات المناخية للحقل والتعبير عنها باصطلاح قوة التبخر والتي تعبر عن اقصى معدل للتبخر من الحقل والناتج من قدرة الجو على احداث ذلك اعتمادا على صفات السطح. ان معدل التبخر يعتمد على كل من المحيط المبلل وحالة الترطيب لاي جسم، فضلاً عن اعتمادها على الظروف المناخية. لقد عرف(Penman ، ١٩٥٦) التبخر- النتح الكامنين بانه كمية الماء التي تنتج في وحدة الزمن من المحاصيل او النباتات الخضراء والتي تضلل الارض تماما ومتماثلة في اطوالها ولاتعاني من نقص الماء. للحصول على اعلى حاصل ممكن من المحاصيل الزراعية، فيجب توفير الماء اللازم لها بحيث لايكون الماء هو العنصر المحدد خلال مراحل نمو المحاصيل. ولذلك يعتمد على عملية التبخر- النتح الكامنين في تخطيط وجدولة الري. بصورة عامة التبخر- النتح الحقيقي من مختلف المحاصيل لايساوي التبخر- النتح الكامنين، ولكن في حالة المحاصيل المتقاربة، المحافظة على اقصى محتوى رطوبي للحصول على اعلى انتاج سوف ينتج عنه تساوي الكميتين من التبخر- النتح الكامنين والحقيقي او ثباتها، على الاقل خلال حالة النمو النشطة خلال موسم النمو. عدة معادلات تخمينية استخدمت لحساب التبخر- النتح الكامنين، ومن احد هذه المعادلات والخاصة بالتبخر من السطوح المشبعة هي

معادلة دالتون والصيغة الرياضية لها

$$LE = (e_s - e) f(u)$$

حيث ان u تمثل سرعة الرياح فوق السطح، e_s هي ضغط البخار (الرطوبة المطلقة) عند درجة حرارة السطح و e هي ضغط البخار للهواء فوق السطح، ولهذا يلاحظ ان e لاتتاثر بواسطة e_s. ويلاحظ ان f(u) تعتمد على خشونة السطح وعلى ثبات الهواء فوق السطح.

اما المعادلة الاخرى تعرف بمعادلة بنمان Penman غير المعدلة وهي :

$$LE = 0.35\,(e_a - e)\left(0.5 + \frac{U_2}{100}\right)$$ (ملم/ يوم)

حيث ان e_a هي ضغط البخار المشبع عند معدل درجة حرارة الهواء (ملم/زئبق) e معدل ضغط البخار في الهواء ، U_2 معدل سرعة الرياح عند ارتفاع ٢ م عن سطح الارض (ميل / يوم) يلاحظ ان هذه المعادلة تستخدم لحساب معدل التبخر- النتح الكامنين من قياس صافي الاشعة الساقطة ، درجة الحرارة ، ضغط البخار وسرعة الرياح حيث تتم جميع هذه القياسات عند مستوى واحد فوق الحقل . اما التبخر- النتح الحقيقي للمحاصيل النامية في الحقل ، فيصل مداها بين ٦٠- ٩٠٪ من التبخر- النتح الكامنين عند قياسها باستخدام معادلة بنمان او بواسطة حوض التبخر. ان معادلة بنمان تتطلب ضرورة تقدير قيمة درجة حرارة سطح التربة T_s ، ويتم فقط تحديد التغير الحاصل فيها لمعرفة قيمة واتجاه التدفق الحراري ، كما ولاتجعل لخشونة السطح وعدم ثباتية الهواء اية احتياطات ومن الواضح ان نظرية بنمان لاتاخذ بنظر الاعتبار التيار الحراري العمودي. لتصحيح الفرق بين التبخر- النتح الكامنين من السطوح الخشنة ومن سطح الماء الحر، استخدم بنمان العامل التقريبي لحساب ذلك والمحدد لبعض المناطق المعينة (جنوب انكلترا) .

$$\frac{E_0\ (\text{ارض جرداء})}{E_0\ (\text{الماء})} = 0.9$$

$$\frac{E_0\ (\text{ارض مكسوة بالعشب})}{E_0\ (\text{الماء})} = 0.6$$

يلاحظ ان هذه النسبة تتغير حسب موسم النمو، ففي فصل الشتاء تصل هذه النسبة الى (٠,٦) وفي فصل الصيف تتراوح (٠,٨) .

لقد حددت معادلة بنمان لكي تصبح اكثر ملائمة لحالة التغيرات الخاصة بالتدفق الحراري للتربة وكذلك الاختلافات الخاصة بخشونة او نعومة السطح وتم التحوير من قبل Van Bavel ، ١٩٦٦ . حيث تحتاج هذه الطريقة الى اضافة قياس صافي الاشعاع الساقط والتدفق الحراري للتربة. ارتفاع خشونة السطح يستعمل للتعبير عن خصائص

الدينمية الهوائية للسطح ، وجعل بقية الحدود متساوية . فضلا عن ذلك يلاحظ بان هذه المعادلة تستند على ربط كل من توازن الطاقة وانتقال بخار الهواء الدينمية . لذلك يتطلب الحصول على المعلومات المناخية (مثل صافي الاشعة الساقطة ، الحرارة المخزونة في التربة والحرارة المحسوسة) لغرض الحصول على التبخر من سطوح المياه الحرة ، ومن ثم ضربها بمعامل المحصول لغرض التوصل الى قيمة التبخر- النتح الكامنين للمحصول المزروع .

لغرض اشتقاق هذه المعادلة يستوجب الرجوع الى معادلة توازن الطاقة

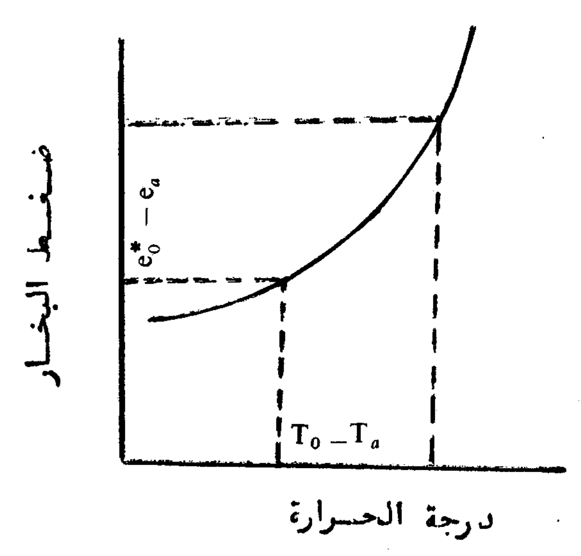
$$J_n = LE + S + A \quad \text{or} \quad LE = E = J_n - S - A$$

وعند افتراض ان :

$$E = f(u)(e_0^* - e_a)$$

$$A = \gamma f(u)(T_0 - T_a)$$

حيث تمثل T_0 , e_0^* ضغط البخار ودرجة الحرارة عند سطح الماء الحر. اعتمد بنمان على العلاقة بين كل من الضغط البخاري ودرجة الحرارة لايجاد القيمة المثلة للواقع الفعلي لقيمة التغير في ضغط البخار ودرجة الحرارة (Δ) or $\left(\frac{de^*}{dT}\right)$ كما موضحة في الشكل (١١- ٦).



شكل (١١- ٦) العلاقة بين تغير ضغط البخار مع درجة الحرارة.

من هذا الشكل يلاحظ ان :

$$\Delta = \frac{(e_0^* - e_a)}{(T_0 - T_a)}$$

وعليه :

$$(e_0^* - e_a) = e_0^* - e_a + \Delta (T_0 - T_a)$$

$$(T_0 - T_a) = \frac{1}{\Delta} (e_0^* - e_a - e_0^* + e_a)$$

$$A = \gamma f(u)(T_0 - T_a)$$

وعند تعويض قيمة $(T_0 - T_a)$ بالمعادلة التالية :

$$A = \frac{\gamma}{\Delta} f(u)(e_0^* - e_a) - \frac{\gamma}{\Delta} f(u)(e_a^* - e_a)$$

وطالما ان :

$$E = f(u)(e_0^* - e_a)$$

فعليه :

$$A = \frac{\gamma}{\Delta} f(u)(e_0^* - e_a) - \frac{\gamma}{\Delta} E$$

معادلة تواز ن الطاقة :

$$E = J_n - S - A$$

$$E = J_n - S - \frac{\gamma}{\Delta} f(u)(e_0^* - e_a) - \frac{\gamma}{\Delta} E$$

$$\frac{\gamma}{\Delta} E + E = J_n - S - \frac{\gamma}{\Delta} f(u)(e_0^* - e_a)$$

$$E\left(\frac{\gamma}{\Delta} + 1\right) = J_n - S - \frac{\gamma}{\Delta} f(u)(e_0^* - e_a)$$

$$E = \frac{\frac{\Delta}{\gamma}(J_n - S) + f(u)(e_a^* - e_a)}{\frac{\Delta}{\gamma} + 1}$$

وهذه هي الصيغة النهائية لمعادلةبنمان المعدلة والتي قد تكتب بالصيغة الاتية :

$$E = \frac{\frac{\Delta}{\gamma}(J_n - S) + K_v d_a}{\frac{\Delta}{\gamma} + 1}$$

حيث ان :

$$K_v = 20\left(\frac{1 + U_2}{100}\right)$$

$$K_v = 20 + \frac{U_2}{5}$$

$$d_a = (e_0^* - e_a)$$

لذلك فالتبخر – النتح الكامنين للحقل المزروع بمحصول الذرة يجب ان يزيد عن الحقل المزروع بالقطن وهذا اكثر من السطح الناعم وكذلك التربة الخالية من المزروعات ونتيجة لذلك تصبح المعادلة كما يأتي :

$$E = \frac{\left(\frac{\Delta}{\gamma}\right)(J_n - S) + f(u)(e_0^* - e_a)}{\left(\frac{\Delta}{\gamma}\right) + 1}$$

حيث تمثل γ ثابت المرطبة ، J_n صافي الاشعة الساقطة ، S التدفق الحراري للتربة $e^* -$ e_a اختلاف الضغط البخاري عند المستوى Z_a.

مكافيء انتقال بخار الماء والتي تكون دالة لسرعة الرياح وخشونة السطح ، حيث ان علاقة هذا المكافيء مع سرعة الرياح تمثل بالمعادلة الاتية (Penman، ١٩٥٦).

$$K_v = 20 + \frac{U_2}{5}(u)(e_0^* - e_n$$

يلاحظ ان القيم الخاصة بكل من $\frac{\Delta}{\gamma}$, e_s بوحدة (ملم زئبق) ، e_s بوحدة (ملبار) عند الدرجات الحرارية المختلفة موضحة في الجدول (١١–١)

جدول (١١-١)

القيم المختلفة للصفات $\frac{\Delta}{\gamma}$ ، e_s

درجة الحرارة(م°)	١	١٥	٢٠	٢٥	٣٠	٣٥
$\frac{\Delta}{\gamma}$	١,٢٣	١,٦٤	٢,١٤	٢,٧٨	٣,٥٧	٤,٥٣
e_s (ملم زئبق)	٩,٢٠	١٢,٧٨	١٧,٥٣	٢٣,٧٥	٣١,٨٢	٤٢,١٨
e_s (ملبار)	١٢,٢٧	١٧,٠٤	٢٣,٣٧	٣١,٦٧	٤٢,٤٣	٥٦,٢٤

مثال (١)

في احد الايام استلم احد الحقول اشعة قادمة من الشمس والجو مقدارها ٥٠٠ سعرة/سم^{٢} ، قيمة albedo كانت ١٥ ٪ وكانت قيمة صافي الاشعة الخارجة على شكل موجات طويلة ١٠ سعرة /سم^{٢}. اذا علمت ان الحرارة المحسوسة والمنتقلة الى الهواء هي ١٢ سعرة / سم^{٢} ، وصافي التدفق الحراري الى التربة هي ٦ سعرة / سم^{٢} ، وان الطاقة الحيوية المأخوذة كانت ٨ سعرة / سم^{٢}. احسب صافي الاشعة ، كمية الطاقة المشيرة لعملية التبخر – النتح وكذلك التبخر – النتح اليومي (ملم ماء). في اليوم التالي انعكست الحرارة المحسوسة والمنتقلة واصبح التبخر – النتح الكلى ٧,٥ ملم ، فعند بقاء القيم الاخرى بدون تغير. احسب كمية الطاقة الخاصة بالتيار الحراري الافقي المأخوذة من قبل الحقل.

يمكن استخدام معادلة توازن الطاقة لحساب صافي الاشعة الساقطة

$$J_n = J_s(I\text{-}a) - J_l$$

صافي الاشعاع : = ٥٠٠ سعرة / سم^{٢} (١-٠,١٥) -١٠ سعرة / سم^{٢}

= ٤١٥ سعرة / سم^{٢}.

اما الحرارة الكامنة فيمكن حسابها من معادلة التوازن للطاقة الكلية كما يأتي :

$$J_n = LE + A + S + M$$
$$LE = J_n - A - S - M$$

الحرارة الكامنة = ٤١٥-١٢-٦-٨= ٣٨٩ سعرة /سم^{٢}.

يحتاج الحقل تقريبا بحدود ٥٨٠ سعرة / سم٢ لايصال الحرارة لغرض تبخير ١ غم او ١ سم ٣ من الماء حيث ان

amount of evaporation = LE/L

$$\text{اذن كمية التبخر} = \frac{\text{٣٨٩ سعرة /سم}^2}{\text{٥٨٠ سعرة / سم}^2} = \text{٠,٦٧ سم} = \text{٦,٧ ملم}$$

اما بالنسبة الى اليوم التالي وبالاشعة الداخلة الموجبة للحرارة المحسوسة بواسطة التيار الحراري، وان التبخر - النتح كان ٧,٥ ملم وعليه فان

$LE = E_o L$

اي ان الحرارة الكامنة = ٠,٧٥ سم × ٥٨٠ سعرة / سم٣

= ٤٣٥ سعرة / سم٢

ونتيجة لذلك فان توازن الطاقة

$J_n + A = LE + S + M$

اي ان الطاقة المكتسبة = الطاقة المفقودة

$A = LE + S + M - J_n$

كمية الطاقة الخاصة بالتيار الحراري الافقي = ٤٣٥+٦+٨-٤١٥

=٣٤ سعرة / سم٢.

مثال (٢)

في احد الايام المبكرة من فصل الربيع كانت كمية صافي الاشعاع (J_n) ٣٥٠ سعرة / سم٢ومعدل درجة حرارة الهواء (T_a) عند ارتفاع ٢ م كان ١٥ْم ومعدل ضغط بخار الماء (e_a) كان ٨ ملم زئبق ومعدل سرعة الرياح (U_2)٢٥ ميل /يوم. اما في احد ايام نهاية فصل الربيع كان صافي الاشعاع الساقط ٤٢٠ سعرة /سم٢ ، ومعدل درجة حرارة الهواء ٢٠ْم، ومعدل ضغط بخار الهواء ٩ ملم زئبق ومعدل سرعة الرياح ٢٠ ميل/يوم. واخيرا في احد ايام

فصل الصيف كانت قيم الصفات المدروسة اعلاه هي ٥٠٠ سعرة / سم٢ ٢٥°م ، ١٠ ملم زئبق و ٢٥ ميل/يوم. قدر كمية التبخر - النتح الكامنين بافتراض ان صافي التدفق الحراري للتربة (S) تكون مساوية للصفر في جميع الحالات

يمكن استخدام المعادلة الاتية لحساب التبخر-النتح الكامنين E

$$E = \frac{\left(\frac{\Delta}{\gamma}\right)(J_n - S) + f(u)(e_a^* - e_a)}{\left(\frac{\Delta}{\gamma} + 1\right)}$$

حيث ان $(e_a^* - e_a)$ تمثل اختلاف الضغط البخاري بين درجة التشبع والهواء عند ارتفاع ٢م وبافتراض ان $K_r = 20 + \frac{U_2}{5} = f(u)(e_a^* - e_a)$

الحالة الاولى: احد ايام فصل الربيع المبكرة

كمية التبخر-النتح الكامنين = (٨- ١٢,٧٨)(١٥/٥+٢٠) +(٠-٣٥٠)١,٦٤ / (١ + ١,٦٤)

= ٢٥٩ سعرة / سم٢ يوم

الحالة الثانية: احد الايام نهاية فصل الربيع

كمية التبخر-النتح الكامنين= (٩-١٧,٥٣) (٢٠/٥+٢٠)+(٠-٤٢٠)×٢,١٤ / (١ + ٢,١٤)

=٣٥١ سعرة / سم٢ يوم

الحالة الثالثة : احد الايام في فصل الصيف

كمية التبخر-النتح الكامنين= (١٠-٢٣,٧٥)(٢٥/٥+٢٠)+(٠-٥٠٠)×٢,٧٨ / (١+٢,٧٨)

=٤٥٩ سعرة / سم٢ يوم

اذا علمنا ان عملية تبخر ١ غم من الماء يحتاج الى ٥٨٠ سعرة وعند افتراض ان كثافة الماء ١ غم /سم^{٣}، يمكن استخدام ٥٨ سعرة / سم^{٢} يوم كتدفق حراري كامن والذي يكون مكافيء لتبخر ١ ملم من الماء لكل يوم، وعليه فيمكن تخمين التبخر – النتح الكامنين. لكل يوم كالاتي:

في الحالة الاولى= $\frac{٢٥٩}{٥٨}$ = ٤,٥ ملم

في الحالة الثانية= $\frac{٣٥١}{٥٨}$ =٦,١ ملم

في الحالة الثالثة= $\frac{٤٥٩}{٥٨}$ =٧,٩ ملم

دليل المصطلحات

Adhesion	التصاق
Adsorption	امتساك
Advection	تيار حراري افقي
Aeration Soil	تهوية التربة
Aggregate	مجموعة
Air Capacity	السعة الهوائية
Air Drying	التجفيف الهوائي
Albedo	عاكسية
Auger	بريمة
Bar	بار (وحدة الضغط)
Blocky	مكتل
Bulk Volume	حجم اجمالي
Capillary Porosity	مسامية شعرية
Capillary water	ماء شعري
Capillary fringe	اهداب شعرية ، حافة شعرية
Clay fraction	الجزء الطيني
Clay Colloids	غرويات الطين
Cohesion	تماسك
Compaction	رص
Consistency	قوام
Crystal structure	تركيب بلوري
Darcy Law	معادلة دارسي ، قانون دارسي
Diffusion	انتشار، نشر

Dry Weight Percentage	نسبة الوزن الجاف
Electrical Conductivity (EC)	التوصيل الكهربائي
Enthalpy	حرارة محسوسة
Evapotranspiration	التبخر والنتح
Flux	تدفق
Flux Density	شدة التدفق
Friable	هش
Global Radiation	اشعاع عالمي
Gradient	انحدار، تدرج
Gravimetric	طريقة وزنية
Head	شحنة ، ضاغط
Hydraulic Conductivity	الايصالية المائية
Hydraulic Gradient	انحدار مائي
Hydraulic Head	شحنة مائية ، ضاغط مائي
Hydrostatic Pressure	ضغط الماء الساكن
Hysteresis	تخلف
Intrinsic Permeability	نفاذية حقيقية ، ذاتية
Isotropic	متساوي الخصائص
Laminar Flow	جريان طباقي
Latent Heat	حرارة كامنة
Liquid Limit	حد السيولة
Lower Plastic Limit	حد اللدانة الواطئ
Lysimeter	مسراب

Mechanical Analysis	التحليل الميكانيكي
Moisture Tension	الشد الرطوبي
Net Flow	صافي الجريان
Net Radiation	صافي الاشعاع
Neutron Probe	مجس نيتروني
Osmotic Pressure	ضغط تنافذي
PF	الشد اللوغاريتمي
Phase	طور
Piezometer	مضغاط السوائل
Plastic	لدن
Plastic limit	حد اللدانة
Pore Space	حيز المسام
Porosity	مسامية
Pressure Membrane	غشاء الضغط
Prismatic	منشوري
Radial Flow	جريان شعاعي
Saturated Flow	جريان الاشباع
Sensible Heat	حرارة محسوسة
Solar Radiation	الاشعاع الشمسي
Shear	قص
Sticky	لزوجة
Tensiometer	مقياس الشد
Thermal Radiation	اشعاع حراري

Undisturbed Sample	عينة غير مستثارة ، عينة بكر
Unsaturated Flow	جريان غير مشبع
Upper Plastic Limit	حد اللدانة الاعلى
Vapor Pressure	ضغط البخار
Velocity of Approach	سرعة الاقتراب
Voids	فراغ ، خلل
Water Conductivity	توصيلة الماء
Wilting Point	درجة الذبول

المصادر

Allison, L.E. 1956. Soil and Plant responses to VAMA and HPAN soil Conditioners in the presence of high exchangable sodium, Soil Sci. Am. Proc., 20:147–151.

Arndt, W. 1965. The nature of the mechanical impedance to seedlings by soil surface seal. Aust. J. Soil Res., 3:45–54.

Atterberg, A. 1911. Die Plastizitat der Tone. Int. Mitt Bodenk 1:10–43.

Atterberg, A. 1912. Die Konsistenz und Bindigkeit der Boten Int. Mitt Bodenk., 2:148–189.

Asling, H.G. 1963. Soil physics terminology Inter. Soc. of Soil Sic. Bull. 23, P.7.

Barber, S.A. 1962.A diffusion and mass–flow concept of soil nutrient availability. Soil Sic. 93, 39–49.

Baver, L.D. 1928. The relation of exchangeable cations to the physical properties of soils. J. Am. Soc. Agron., 20:921–941.

Baver, L.D. and R. B. Farnswoth 1940. Soil structure effects in the growth of sugar beets. Soil Sic. Soc. Am. Proc., 5:45–48.

Bear,J., Zaslavsky, D., and Irmay, S. 1968. Physical principle of water percolation and seepage, UNESCO, Paris.

Black, T.A., Gardner, W.R. and Thurtell, G.W. 1969. The pred diction of evaporation, drainage and soil water storage for a bare soil. Soil. Sci. Soc. Am. Proc., 33:655–660.

Black, T.A., Thurtell, G.W., and Tanner, C.B. 1968. hydraulic load–cell lysimeter, construction, calibration, and tests. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 32:632–639.

Black, G.R., and Page, J.B. 1948. Direct measurement of gaseous diffusion in soil. Soil Sci. Soc. Am. Proc , 13:37–42.

Blaney, H.F., and Criddle, W.D. 1950. Deter mining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data. U.S. Soil Conservat. Serv. Tech. Publ. 96.

Bodman,G.B. and Colman, E.A. 1944. Moisture and energy conditions during downward entry of water into soils. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 8:116–122

Boersma, L.1965a. Field measurement of hydraulic conductivity below a water table, In "Methods of Soil Analysis, " pp.222– 223.

Bolt, G.H.1956. Physico– chemical analysis of the compressibility of pure clays. Geotechnique, 6:86– 93.

Bolt, G.H., and Frissel,M.J.1960. Thermodynamics of soil moisture. Neth.J.Agr. Sci., 8: 57– 78.

Bomba,S.J. 1968. Hysteresis and time– scale invariance in a glass lead medium. .D. Thesis, Univ. Wisconsin, Madison, Wisconsin.

Bouyoucos, G.J. 1913. An investigation of soil temperature and some of the most important factors influencing it. Mich. Agr. Exp.Sta. Tech.Bull., 17.

Bouyoucos, G.J. 1915. Effect of temperature on the movement of water vapor and capillary moisture in soils.J.Agr.Res., 5:141 – 172.

Bouyoucos,G.J., and Mick, A.H. 1940 .An electrical resistance method for the continuous measurement of soil moisture under field conditions. Mich. Agr. Exp. Sta. Tech. Bull. 172.

Bower,C.A., Gardner, W.R., AndGoertzen, J.O. 1957. Dynamics of Cation exchange in soil columns Soil Sci. Soc. Am. Proc., 21:20– 24.

Bray, R.H. 1954. Nutrient mobility concept of soil– plant relationships. Soil Sci., 78:9– 22.

Bresler, E. 1967. A model for tracing salt distribution in the soil profile and estimating the efficient combinations of water quality and quantity. Soil Sci., 104: 227– 233.

Bresler, E.1970. Solute movement in soils. In "Irrigation in Arid zones" pp. 109– 119. Valcani Institute of Agricultural Research.

Bresler, E., and Hank, R. J .1969. Numerical method for estimating Simultaneous flow of water and salt in unsaturated soil. Soil Sci. Soc. Am. proc., 33: 827– 832.

Bruce, R.R., and Klute, A. 1956. The measurement of soil– water diffusivity . Soil Sci Soc. Am. Proc., 20: 458-562.

Brunauer, S., Emmett, . P.H., and Toller , E. 1938. Adsorption of gasses in multimolecular Layers. J. AM. Chem. Soc., 60: 309– 319.

Buckingham, E. 1904. Contribution to our know ledge of the aeration of soils. U.S. Bur. Soils. Bull. Bull. 25.

Burwell, R.E., and Larson, W.E. 1969. Infiltration as influenced by tillage– induced random roughness and pore space. Sci Soc. Am. Proc., 33:449– 452.

Carman, P.C. 1939. The effect of various exchangable cations upon the physical condition of soils. J. Agr. Sci., 29: 262-270.

Cary,J.W.1963. Onsager's relation and the non – isothermal diffusion of water vapor.J.phys. Chem., 67:126– 129.

Chancellor, W.J.,R.H.Schmidt, and W.H.Sohne 1962. Laboratory measurement of soil compaction and plastic flow. Trans.Am. Soc. Agr. Engr., 5:235– 239.

Chang,J.H. 1957. World Patterns of monthly soil temperature distribution.Ann. Assoc. Am .Geographers. 47: 241 – 249.

Childs ,E.C.1940 . The use of soil moisture charcterstics in soil studies.Soil Sci. 50 : 239 – 252.

Chudnovskii ,A.F. 1966. Transformation of radiant energy on an active surface and its thermal balance. Fundamental of Agrophysics for scientific Translations, Jerusalem, PP.413 – 504.

Coleman,E.A., and Bodman,G.B. 1945. Moisture and energy condition during downward entry of water into moist and layered soils. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 9:3 – 11.

Coleman,E.A., and Hendrix, T.M. 1949 . Fiberglass electrical soil moisture instrument .Soil Sci., 67:425 – 438.

Crank, J. 1956. "The Mathematics of diffusiom." Oxford University Press .,London.

Currie,J.A. 1962 .The importance of aerttion in providing the right conditions for plant growth.J.Sci. Food Agr.,13:380 – 385.

Darcy , H 1856. "Les Fontaines Publique de Lavill de Dijon". Dalmont, Paris.

Day, P.R., 1956 .Dispersion of a moving salt – water boundary advancing through saturated sand. Transe.Amer. Geophys ,Union,37:595 – 601.

Day,P.R., and Forsythe ,W.M. 1957. Hydrodynamic dispersionof solute in the soil moisture steam.soil Sci. Am. Proc., 21:477 – 480.

do Boer , J.H.1953."The Dynamical charactor of Adsorption" oxford Univ.Press., London.

do Groot , S.R.1963. "Thermodynamics of Irreversible Processes". North – Holland,Amesterdam.

de Vries,J., and King ,K.M. 1961.Note on the Volume of influence of a neu tron surface moisture probe.Can. j. Soil . 41:253 – 257.

Edlefsen, N.E.' and Anderson,A.B. 1943. Thermodynamics of soil moisture.Hilgardia, 15:231 – 298.

Edwards ,W. M , and larson ,W.E. 1970. Infiltration of water into soil as influenced by surface seal development . Soil Sci. Soc. Am . Proc., 34:101 – 110.

Ekern, P.C. 1950. Raindrop impart as the force initiating soil erosion. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 15:7 – 10.

Ferguson,H., and Gardner, W.H.1963. Diffusion theory applied to water flow data using gamma ray absorption. Soil Sci.Soc. Am .Proc., 27:243 – 245.

Gardner, W. R. 1956. Calculation of capillary conducting from pressure plate outflow data. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 20:317 – 320.

Gardner, W. R. 1960a. Dynamic aspects of water availability to plants. Soil Sci., 89:63 – 73.

Gardner, W. H. 1965. Water Content. In Methods of soil Analysis, PP. 82 – 127. Am. Soc. Agron. Monograph 9.

Gardner, W. R. 1968. Availability and measurement of soil water. In Water Deficits and Plant Growth, Vol., PP. 107 – 135. Academic Press, New York.

Gardner, W.R., and Brooks, R.H. 1956. A descreptive theory of leaching. Soil., 83:295 – 304.

Gardner, W. R., Hillel, D., and Benyamini, Y. 1970. Post irrigation movement of soil water: I. Redistribution, water Resources Res. 6 (3), 851 – 861; II. Simultaneous redistribution and evaporation, water Resources Res. 6 (4), 1148 – 1153.

Gardner, W. R., and Kirkham, D. 1952. Determination of soil moisture by neutron scattering. Soil Sci. 73:391 – 401.

Gardner, W. R., and Mahugh, M. S. 1958. Solutions and tests of the diffusion equation for the movement of water in soil. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 22:1970 – 201.

Gill, W. R., and Carl, A. R. 1956. Compaction Pattern of smooth rubber tires. Agr. Eng., 37: 677 – 680.

Gill, W. R., and Glen, E. V. 1967. Soil dynamics in tillage and traction. USDA, Agr. Ser., Agriculture Handbook No. 316.

Greacen. E. L. 1959. Aggregate strength and soil consistence. Trans. 7th Int. Cong. Soil Sci., Madison.

Greacen, E. L. 1960. Aggregate strength and soil consistence. Trans. 7th. Int. Cong. Soil Sci., Madison.

Greacen, E. L. Farrell, D. A., and Cackroft, B. 1968. Soil resistance to metal probes and plant roots. trans. 9th Int. Cong. Soil Sci., Adelaide, 1:769–779.

Green, W. H., and Ampt, G. A. 1911. Studies on soil physics. I. Flow of air and water through Soils. J. Agr. Sci., 4:1–24.

Guggenheim, E. A. 1959. Thermodynamics. North–Holland. Amsterdam.

Haines, W. B. 1930. Studies in the physical properties of soils. The hysteresis effect in capillary properties and the modes of moisture distribution associated therewith. J. Agr., Sci., 20:97–116.

Handricks, S.B., Nelson ,R.A., and Alexander, L.T. 1940. Hydration mechanism of the clay mineral montmorillonite saturated with various cations. J.Am. Chem.Soc., 62:1457–1464.

Hanks, R.J. 1960.Soil Crusting and Seedling emergence. Trans. 7th Int.Cong. Soil .,1:340–346.

Hanks ,R.J., and Bowers , S.A. 1962. Numerical solution of moisture flow equation for infiltration into Layered soils. Soil Sci. Am. Proc., 26:350–534.

Hanks ,R.J.' and Thorp , F.C. 1956. Seedling emergence of wheat as related to soil moisture content, bulk density , Oxygen diffusion rate , and crust strength. Soil Sci. Soi Am. Proc.,20 :307–310.

Hassan , H.M, AL–Hadithi, A.K., and Mustafa, S.A. 1988 . The effect of polyethene on surface crusting, emergence and yield of broad beans ,Proc., Agr. Research , 5th Sci., Conf . Sci. Res .Councill.

Hassan,H.M., Syddak , A.A., and Mustafa, S.A. 1990.Effect of Calicum Carbonate on some physical properties under different land use.Meso.J.Agr., Vol.22,2:

Hillel, D.1960 . Crust formation in Loessial soils. Trans. 7th Int. Soil Sci. Cong., Madison, Wisconsin I: 330-339.

Hillel,D., and Gardner,W.R. 1970. Transient infiltratrion into crust--topped profiles.Soil Sci., 109: 410-416

Holmes ,J.W., and Jenkison, A.F. 1959. Techniques for using the neutron moisture water .J. Ager. Eng. 4:100 – 109.

Horton,R.E. 1940. An approach toward a physical interpretation of infiltration – capacity .Soil Sci. Soc. Am.Proc. 5:399 – 1117.

Hubbert , M.K. 1956 .Darcy's law and the Field equations of the flow of under ground fluids.Amer .Inst Mining Met. Petrol. Eng. Trans., 207:222 – 239.

Hutchinsen , H,P., Dixon , I . S., and Denbigh , G.K. 1948 . The thermoosmosis of liquids through porous materials. Discuss. Forady Soc., 3:36 – 94.

Jackson,R.D., and Kirkham. D. 1958. Method of measurment of real thermol diffusivity of moist soil. Soil Sic. Soc. Am. Proc ., 22:479 – 482/

Johnson , A.I.1962 . Methods of measuring Soil moisture in the field . U.S. Dept. of Interior ,Geologicalsurvey water supply paper 1619 – 1624

Katchalsky, A., and Gurran, P. F. 1965. "Nonequilirum Ther-modynamics in Biophysics." Harvard Univ. Press, Cambridge, Massachussets

Klute, A.1952.A numerical method for solving the flow equation for water in unsaturated materials. Soil Sci., 73: 105-116.

Klute, A. 1965 a. Laboratory measurement of hydraulic conductivity of saturated soil. In "Method of soil Analysis," PP. 210-221. Am. Soc. Agron. Monograph 9.

Konke, H., and Werkhoven, C. H. 1963. Soil temperature and soil freezing as affected by an organic mulch. Soil Sci. Am. Proc., 27: 13-17.

Kostiakov, A. N. 1932. on the dynamic of the coefficient of water-pereolation in soils and on the necessity of studying it from adynamic point of view for purposes of amelioration. Trans. Com. Int. Soc. Soil Sci., 6th Moscow Part A: 17-21.

Kristensen, K. J., and Lemon, E. R. 1964. Soil aeration and Plant-root relation III. Physical aspects of oxygen diffusion in the liquid phase of soil Agron. J., 56: 295-301.

Kunze, R. J. and Kirkham., D. 1962. Simplified accounting for impedance membrane in capillary conductivity determinations. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 26: 421 – 426.

Lambe, T. W. 1960. A mechanistic picture of shear strength in clay.Am. Soc. Civil Engr., Res. Conf. On bear strenght of cohesive soils, Colordo, PP. 555 – 580

Lang, C. 1878. Uber warme Capscitat der Bodenconsiituenten. Forsch. Gebiete Agr. Phys. I., 109-147.

Langmuir, I. 1918. The adsorption of gases on plane surfaces of glase, mica and platinum J.G. Am Chem. Soc., 40: 1361 – 1402.

Lemon, E. R. 1962. Soil aeration and plant root relations.I. Theorys, Agron. J., 54: 167-170.

Maasland, M., and Kirkham, D. 1955. Theory and measurement of anisotropic air permeability in soil. soil sci. Soc. Am. Proc., 19: 395-400.

Mclntyre, D. S. 1958. Soil splash and the formation of surface crusts by raindrop impart. Soil Sci. 85:261 – 266.

Michaels, A.S. 1959. Physico – Chemical properties of soils: Soil – water systems (Discussion) Proc. Am. Soc. Civil Engr., J. Soil mechanics and Found. Div., SM2, 85: 91 – 102.

Miller, E. E., and Elrick, D. E. 1958. Dynamic determination of capillary conductivity extended for nonnegligiblemembraneimpedance. Soil Sci. Am. Proc., 22: 483 – 486.

Miller, D. E., and Gardner, W. H. 1962. Water infiltration into stratified Soil. Soil Sci. Am. Proc., 26:115 – 118.

Miller, E. E., and Miller, R. D. 1955a. Theory of capillary flow: I practical implications. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 19:267 – 271.

Miller, E. E. and Miller, R. D. 1956. Physical theory for capillary flow phenomena. J. Appl. Phys., 27:324 – 332.

Millington, R. J. 1959. Gas diffusion in porous media. Soil Sci., 130:100 – 102.

Mortland, M. M., and Kemper, W. D. 1965. Specific surface. In "Methods of soil Analysis," A, PP.532 – 544Am.Soc.Agron.Monograph 9.

Morton, C.T., and Buchele, W.F. 1960 Emergence energy of plant seedling. Agr. Engr., 41: 428 – 431.

Nakshabandi, G. A., and Kohnke, H. 1965. Thermal conductivity and diffusivity of soils as related to moisture tension and physical properties. Agr. Met., 2:271 – 279.

Nielsen, D. R., and Biggar, J. W. 1961. Miscible displacement in soils.I. Expermental information. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 25:1 – 5.

Nielsen, D. R., and Biggar, J. W. 1963. Miscible displacement: Mixing in glass beads. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 27:10 – 13.

Olsen, S. R., and Kemper, W. D. 1968. Movement of nutrients to plant roots. Advan. Agron., 20:91 – 151.

Parker,J.J.,and Taylor,H.M.1965. Soil strength and seedling emergence relations .I. Soil type, moisture tension, temperature and planting depth effects . Agron. J.,57: 289 – 291.

Patten,H.E. 1909 . Heat transference in soils . U.S.D.A.Bur Soils Bull. 59.

Peck, A.J., and Rabbidge, R.M. 1969. Design and performance an osmotic teniometer for measuring capillary potential. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 33:196 – 202.

Penman,H.L. 1940a. Gas and vaper movements in the soil. I. The diffusion of vapors through porous soilds. J. Agr. Sci., 30:437 – 462.

Penman, H.L. 1940b. Gas and vapor movements in the soil. II. The diffusion of carbon dioxide through porous soilds. J.Agr. Sci.,30:570 – 581.

Penman, H.L. 1956. Evaporation : an introductory survey Neth.J. Agr . Sci. 4 :9 – 29.

Philip,J.R. 1960. Absolute thermodynamic functions in soil – water studies. Soil. Sci., 85: 278 – 286.

Philip,J.R. 1964 . Similarity hypothesis for capillary hysteresis in porous materials . J. Geophys. Res., 69: 1553 – 1562.

Philip, J. R. 1969a . Hydrostatics and hydrodynamies in swelling soils water Resources Res., 5 :1070 – 1077.

Philip,J.R., and de Vries, D. A. 1957 . Moisture movement in porous materials under temperature gradients. Trans . Am. Geophs. Union, 38: 222– 228.

Platen, H. V., and Winkter , H. G. 1958. Plastizitat und thixotropie Voufraktionerter tonmineralen. Koll. z.,158–222

Poulovassilis,A. 1962. Hysteresis of pore water, an application of the concept of independent domains . Soil. Sci., 93: 405– 412.

Prigogine, I. 1961. Introduction to Thermodynamics of Irreversible Processes, John Wiley, NewYork.

Reaves, C.A., and Cooper , A.W.1960.Stress distribution on soil under tractor loads. Agr. Engr., 41: 20– 21.

Reaves, C. A., and Nichols, M. L. 1955. Surface soil reaction to pressure. Agr., Engr., 36: 813– 816.

Richards, L.A. 1931. Capillary conduction of liquids in porous mediums. physics 1: 318– 333.

Richards ,L.A. 1953. Modulus of rupture as an index of crusting. of soil. Soil Sci. Soc. Am. proc., 17: 321–323

Richards, L.A. 1954. Diagnosis and improvement of saline and alkali Soils. U.S.Dept .Agr. Handbook 60.

Richards, S.J. 1965. Soil suction measurements with tensiometers In Method of siol Analysis . PP. 153– 163. Am. Soc. Agron-.,Monograph. 9.

Richards, S.J. and Marsh, A.W. 1961. irrigation based on soil suction measurements. Soil Sci.Soc. Am. proc ., 25: 65–69.

Rijtema, P.E. 1959. Calculation of capillary Conductirity from Pressure plate outflow data with nonnegligible membrane impedeuce– Neth.J.Agr. Sci., 7:209–215.

Romell, H.G. 1922. Luftavaxlingen i marken som ekolagisk faktor. Medd. statens skogsfarsokso– anstalt, 19: No. 2.

Rosse, C.W., 1966. Agricultureal Physics, Pergamen press, Oxford.

Rosenberg, N.J. 1974. Microclimate: The Biological Environment. John Wiley, New York.

Rubin, J. 1966 . Theory of rainfall uptake by soils initially drier than thier capacity and its applications. water Resource Res., 20: 739 – 749.

Rubin, J., and Steinhardt, R . 1963. soil Water relations during rain infiltration: I.Theory. Soil Sci. Soc. Am., proc., 27: 246 – 251.

Rubin, J., and Steinhardt, R. 1964. Soil water relations during rain. infiltration: III. Water uptake at incipient ponding. Soil.

Sci, Soc., Am. Proc., 28: 614 – 619..

Scheidegger,A.E. 1957."The Physics of flow Through porous Media" Macmillan, New York.

Schofield, R.K.1935. The PF of water in soil. Trans. Intern. Cong. Soil Sci. 3rd, 2:37 – 48.

Sellers, W.D.1965. "Phsical Climatology."Univ. of Chicago press, Chicago, Illinois.

Skempton, A.W.1953. The Colloidal "activity" of clays. Proc. 3rd Int. Conf. Soil Mech. and found. Engr., 1:57 – 61.

Slatyer, R.O. 1967. "plant – water Relationships", Academic press, London.

Slatyer, R.O., and McIlroy, T.C. 1961. "Practical Microclimatology." CSTRO, Australia.

Smith,A.1932. Seasonal subsoil temperature variations., J.Agr. Res., 44:421 – 428.

Tackett, J. L., and Pearson, R. W. 1965. Some characteristics of soil crusts formed by simulated rainfall. Soil Sci., 99: 407– 413.
Takagi, S. 1960. Analysis of the vertical downward flow of water through two- layered soil. Soil Sci., 90: 98– 103.
Talsma, T. 1960. Comparison of field methods of measuring hydraulic conductivity. Trans. Cong. Irrig. Drain., 4: 145– 156.
Tanner, C. B. 1957. Factors affecting evaporation from plants and soil. J. Soil water Conserv. 12: 221– 227.
Tanner, C. B. 1960. Energy balance approach to evapotranspiation from crops. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 24: 1– 9.
Tanner, C. B. 1968. Evaporation of water from plants and soil. In " Water Deficit and plant Growth." Academic Press. New York.
Tanner, C. B., and Lemon, E. R. 1962. Radian energy utilized in evaporation. Agron. J. 54: 207– 212.
Tanner, C. B., and Pelton, W. L. 1960. Potential evapotranspiration estimates by the approximate energy balance method of penman. J. Geophys. Res. 65: 3391– 3413.

Taylor, S.A. 1949. Oxygen diffusion in porous media as a measure of soil aeration. Soil Sci. Am. Proc., 14:55–61.
Taylor, S.A., and Slatyer, R.O. 1960. Water–soil–plant relations terminology. Trans. Intern. Congr. Soil Sci., Madison, 7th, 1:394–403.
Topp, G.C. 1969. Soil water hydraulic measured in a sandy loam and compard with the hysteresis domin model. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 33: 645–651.
Topp, G.C., and Miller, E.E. 1966. Hysteresis moisture characterstics and hydraulic conductivities for glass–bead media. Soil Sci. Am. Proc., 30:156–162.
Ulrich, R. 1894. Unter suchungen uber die warmecapacitate der Boden–constituenten. Forsch. Gebiete. Agr. phys., 17:1–31.
Van Bavel, C.H. 1951. A soil aeration theory based on diffusion. Soil Sci., 72:33–46.
Van Bavel, C.H. 1952. Gaseoue diffusion in porous media. Soil. Sci., 73:91–104.
Van Bavel, C.H.M. 1966. Potential evaporation: The combination concept and its experimental verification. Water Resources Res. 2:455–467.

Van Bavel, C. H., Brust, K. J., and Stirk, G. B. 1968 b. Hydraulic properties of a clay loam soil and the field measurement of water uptake by roots. II. The water balance of the root Zone. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 23:317-321.

Van Bavel, C. H., and Hillel, D. 1976. Calculating potential and actual evaporation from a bare soil surface by simulation of concurrent flow of water and heat. Agr. Meteorol. 17:453-476.

Van Duin, R. H. 1963. The influence of soil management on the temperature wave near the suface. Inst. for Land and water Mgt. Res., Wageningen, Tech. Bull, 29.

Vander Molen, W. H. 1956. Desalinization of saline soils as a column Process. Soil Sci., 81:19-27.

Van Rooyen, M., and Winterkorn, H. F. 1959. Structural and textural influences on thermal conductivity of soils. Highway Res., Bd. Proc., 38:576-621.

Visser, W. C. 1966. Progress in the knowledge about the effect of soil moisture content on plant production. Inst. land water management, Wageningen, Neth. Tech. Bull. 45.

Weinberg, A. M., and Wigner, E. P. 1958. "The physical Theory of Neutron Chain Reactors," Univ. of Chicago Press, Chicago, Illinois.

Wiegand, C. L., and Lemon, E. R. 1958. A Field study of some plant. soil relations in aeration. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 22:216-221.

Unter suchungen uber den Einflussder pflanzendecke Und der Beschattung auf die physikalischen Eigenchaften des Bodens. Forsch. Gebiete Agr. Phys., 61: 197—256.

Yakuwa R. 1945. Uber dir Bod entemperaturen in dcm verschiedenen Bodenarten in Hokkaido Geophys. Mag. Tokyo, 14:1-12.

Youngs, E. G. 1964. An infiltration method of measuring the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials. Soil Sci., 97:307-311.

المجمع العلمي العراقي ١٩٨٧ . مصطلحات علم الري والبزل وعلم التربة (انكليزي – عربي) اعدتها لجنة الزراعة في المجمع العلمي العراقي . بغداد وزارة الري – الجمهورية العراقية .

رقم الايداع في المكتبة الوطنية ببغداد ٧١٩ لسنة ١٩٩٠

طبع بمطابع التعليم العالي
في الموصل

SOIL PHYSICS

Dr. HESHAM M. HASSAN

1990



مطابع التعليم العالي